

Sbor. geol. věd	Geologie 44	Str. 9—49	7 obr.	15 tab.	4 příl.	Praha 1989 ISSN 0581-9172
--------------------	----------------	--------------	-----------	------------	------------	------------------------------

Ultramafické nodule severomoravských bazaltoidů

Ultramafic nodules in basalts from northern Moravia, Czechoslovakia

Ferry Fediuk¹ - Eva Fediuková²

Předloženo 12. února 1986

Fediuk F. - Fediuková E. (1989): Ultramafické nodule severomoravských bazaltoidů. — Sbor. geol. Věd, Geol., 44, 4—49. Praha.

V ý t a h: Ultramafické nodule jsou známy z alkalických bazaltoidů severočeské a jihoslovenské oblasti. V obdobných vulkanitech severní Moravy unikaly dosud v podstatě pozornosti. I když jejich množství a velikost výrazně zůstává za nejznámějšími výskyty v Čechách, lze je najít ve většině zdejších bazaltů, jejichž výskyty jsou rozsety na území o rozloze kolem 500 km². Zcela převládajícím petrografickým typem nodulí jsou čtyřfázové lherzolity asociace ol + opx + cpx + sp. Kromě toho se vyskytují i ortopyroxenové xenolity a jejich shluky. Složení olivínu odpovídá forsteritu na hranici s chryzolitem, klinopyroxen je diopsid až endiopsid s průměrným obsahem Cr₂O₃ 1,5 %. Ortopyroxen byl stanoven jako enstatit-bronzit, ze spinelidů převládá obecný spinel s chromem. Složení jednotlivých fází nodulí vykazuje maximální rozptýlení chemismu v klinopyroxenech, zatímco variabilita složení olivínů, ortopyroxenů a spinelidů je malá. Poměr kvantitativního zastoupení minerálů v nodulích značně kolísá, stejně tak jako zrnitost. Výpočty termobarometrických podmínek ekvibrace nodulí dávají hodnoty kolem 1100 °C a 2,5 GPa.

¹ Přírodovědecká fakulta UK, Albertov 6, 128 43 Praha 2

² Ústřední ústav geologický, Malostranské nám. 19, 118 21 Praha 1

Úvod

Mezi typickými suprakrustálními horninami se v úrovni současného zemského povrchu objevují některé horniny, pro něž je na základě nejrůznějších kritérií, nejčastěji geochemických, uváděn plášťový původ. Patří k nim některé peridotity, eklogity, kimberlity atd. Často se však vedou spory o tom, do jaké míry jde o nepřeměněné (primární) „vzorky“ svrchního pláště, nebo pouze o jeho více či méně modifikované deriváty. Většina badatelů v oboru hlubinné geologie se však shoduje na jednom horninovém typu, který reprezentuje svrchní plášť nebo jeho součást v té

podobě, v níž se původně před transportem na zemský povrch či do jeho blízkosti nacházel. Touto horninou je čtyřfázový lherzolit, odrůda dvojpyroxenového peridotitu se spinelem, která se vyskytuje jako uzavřeniny ve vulkanitech, převážně v čedičových horninách alkalické řady.

Nodule spinelových dvojpyroxenových peridotitů ve vulkanitech mají celosvětové rozšíření. Vyskytují se jak v kontinentálních, tak oceánských oblastech. Přehled jejich distribuce uvádějí např. Forbes - Kuno (1967). Z početných evropských lokalit jsou známy zejména výskyty ve Španělsku, Francii, NSR, NDR, Rakousku, Polsku a Maďarsku.

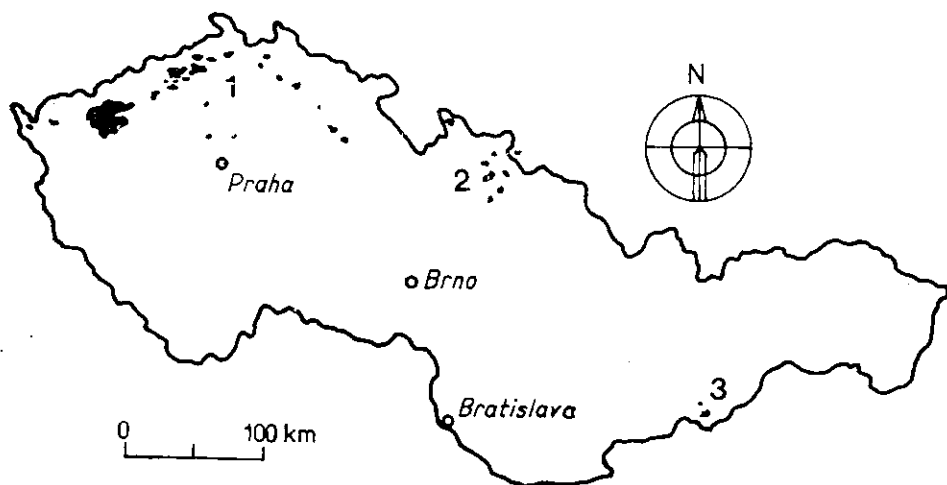
Názory na vznik lherzolitových nodulí jsou souborně shrnuty v přehledu, který zpracoval Wyllie (1967). Od roku uveřejnění tohoto přehledu byly jeho údaje doplněny velkým počtem dalších výskytů, takže dnes je možno prohlásit, že na světě není jediná význačnější oblast výskytu alkalických čedičů, kde by se zároveň nevyskytovaly i lherzolitové nodule. Jsou známy ze všech kontinentů (včetně Antarktidy) a ze všech oceánských oblastí. V době, kdy Wyllie uveřejnil svůj přehled, se vedly diskuse o tom, zda nodule jsou komagmatického nebo xenolitického původu. Hlavní zástupce obou táborů uvádějí např. Hovorka - Fejdi (1980). Podle současných představ dochází v plášti k frakcionačnímu nahromadění magmatických „šťáv“ o složení, odpovídajícím bazaltickému magmatu alkalické řady. Do nich jsou při jejich pohybu vzhůru strhávány útržky v podstatě neochuzeného pláště, majícího charakter spinelového lherzolitu. Stabilita spinelidu a nepřítomnost granátu je pak rozhodujícím indikátorem termodynamického režimu původu těchto lherzolitů a tedy i hloubky, z níž pocházejí.

Lherzolitové nodule v Československu

Uzavřeniny peridotitů se v ČSSR vyskytují pouze ve dvou petrografických typech: v granulitech a horninách je doprovázejících, a v neoidních čedičových horninách. Uzavřeniny prvního z obou uvedených typů jsou známy zejména z klefského granulitového masívu (Feduková 1965, Rost 1966) a ze západomoravského moldanubika z okolí Borů (Mísař - Jelínek 1981). Mísař a Jelínek ve své studii předpokládají, že se tyto uzavřeniny dostaly do své dnešní pozice vulkanickým pochodem, že byly strženy ze svrchního pláště vystupujícím rhyolitovým magmatem, z něhož po utužení a metamorfóze vznikly dnešní granulity. Tento předpoklad, jakkoliv vypadá na první pohled logicky, je jen hypotetický. Naproti tomu v případě peridotitových uzavřenin druhé kategorie, tj. těch, jejichž uzavírající horninou jsou mladé alkalické čediče, je předpoklad jejich přímého vulkanického transportu ze svrchního pláště na

zemský povrch plně zdůvodněný. Pozornost autorů je věnována pouze této kategorii uzavřenin.

Terciární až kvartérní čedičové horniny se na československém území vyskytují ve třech oblastech (obr. 1). Nejvýznamnější z nich je severočeská oblast, zahrnující Chebsko, Doupovské hory a České středohoří



1. Schematická mapka ČSSR s vyznačením bazaltoidů, obsahujících lherzolitové nodule
1 — severočeská oblast, 2 — severomoravská oblast, 3 — jihoslovenská oblast

s přilehlými částmi Krušných hor, a dále výskyty od Frýdlantska po Semilsko a od Mladé Boleslavi až po Pardubicko. Druhou, kvantitativně podstatně podružnější oblastí, jež je předmětem této práce, je území Nízkého Jeseníku, Ostravsko, Opavsko a Javornicko. Třetí oblast leží ve vnitřku karpatského oblouku hlavně v okolí Lučence. Bazaltoidy všech tří uvedených oblastí obsahují lherzolitové nodule (Fediuk 1981). V čedičích severočeské oblasti jsou tyto nodule známy velmi dlouho (Farský 1876) a i v novější době jim byla věnována pozornost (Fediuk 1968, 1973, Schovánek 1971, Kopecký 1975, Vokurka - Povondra 1983 aj.). Součástí této oblasti jsou i světově proslulé lokality u Podmoklic a Smrčí v lávových proudech kozákovské sopky, odkud jsou známy v množství odhadnutém na 11 miliónů tun lherzolitové hmoty (Fediuk 1981), o velikosti nodulí v ČSSR odjinud neznámé (o délce až 70 cm) a nezdělané i v drahokamové, ekonomicky využitelné kvalitě. Největší vybroušený olivín (chryzolit) z Podmoklic u Semil, uložený ve sbírkách Národního muzea v Praze, má velikost 15,67 karátů. Jsou tu i další, lherzolitovými nodulemi mimořádně bohaté lokality, jako jsou Provodínské kameny či vrch Plesý u Brtníků v rumburském výběžku.

V obou zbývajících oblastech byla sice přítomnost lherzolitových nodulí v bazaltických horninách v povědomí geologů známa, byla však zastíněna daleko výraznějšími lokalitami oblasti první. Teprve v poslední době (Hovorka 1978; Hovorka - Fejdi 1980) byla věnována pozornost lherzolitovým nodulím jihoslovenské oblasti. Obdobným nodulím v severomoravských bazaltoidech se prvního zpracování dostává teprve předkládanou studií.

Charakteristika severomoravských bazaltoidů

Neoidní bazaltoidy severní Moravy a Slezska vystupují od linie Ostrava—Fulnek severozápadním směrem až za Javorník v nesouvislém pásu o celkové délce přibližně 100 km a maximální šířce 50 km. Jejich celkový počet je kolem třiceti. Značnou část z tohoto počtu však představují drobné žíly nebo pně, z nichž řada byla zjištěna geofyzikálně (Gruntorád - Lhotská 1973). Větší tělesa tvoří asi polovinu uvedených výskytnů. Největším z nich je Velký Roudný a z něj vybíhající lávové proudy, který svou rozlohou převyšuje všechny ostatní výskyty.

Vznik vulkanitů spadá do období od raného oligocénu a spodního miocénu až po začátek kvartéru. Výskyty jsou vázány na tři tektonicky predisponované zóny směru SZ—JV, jak již psal Pacák (1928) v souladu s Wilschowitzem a zčásti Jahnem. Maximum vulkanické činnosti je soustředěno na křížení těchto pásem (zón) s antiklinálním pruhem šternbersko-hornobenešovským, který má směr JJZ—SSV. Jihozápadní vulkanická zóna se vyznačuje jednak nejnižším stářím vulkanické aktivity a zároveň i její největší intenzitou.

Jako autory, kteří mají největší zásluhu o poznání severomoravských vulkanitů, je nutno označit Pacáka (1928) a Bartha (1966a,b, 1970a,b, 1971, 1974, 1976, 1977), dále Bartha a Zapletala (1970, 1978) a Bartha a Kočandrla (1979). V jejich pracích a dále též u Frejkové (1952), Burkarta (1953), Mísaře (1956) a Eliáše (1962) lze najít citace další literatury, která se uvedené problematiky týká. Petrografií a petrochemií těchto hornin se naposledy zabýval Šrbený (in Macoun et al. 1979).

Bazaltoidy této oblasti patří alkalické řadě, u většiny z nich se foidy objevují nejenom při normativním přepočtu chemické analýzy, ale i v reálném minerálním složení horniny. Na prvním místě je to nefelín, v některých případech i minerály sodalitové skupiny a leucit. Místy se vyskytuje i melilit, častý je analcim. Vysoká alkalinita hornin se projevuje i povahou pyroxenu, který někdy alespoň v okrajových zónách minerálu odpovídá egirin-augitu.

V souladu s minerálním složením je i složení chemické, jak plyne z průměru 20 analýz v tab. 1 [16 publikovaných a 4 archívní: Barth 1970b, Barth 1971, Barth 1974, Barth - Zapletal 1970, Kozłowska - Koch 1976]. Tímto průměrným složením se severomoravské bazaltoidy blíží průměrnému světovému sodnému bazanitu (Le Maitre 1984).

Tabulka 1

Průměrné chemické složení severomoravských bazaltoidů

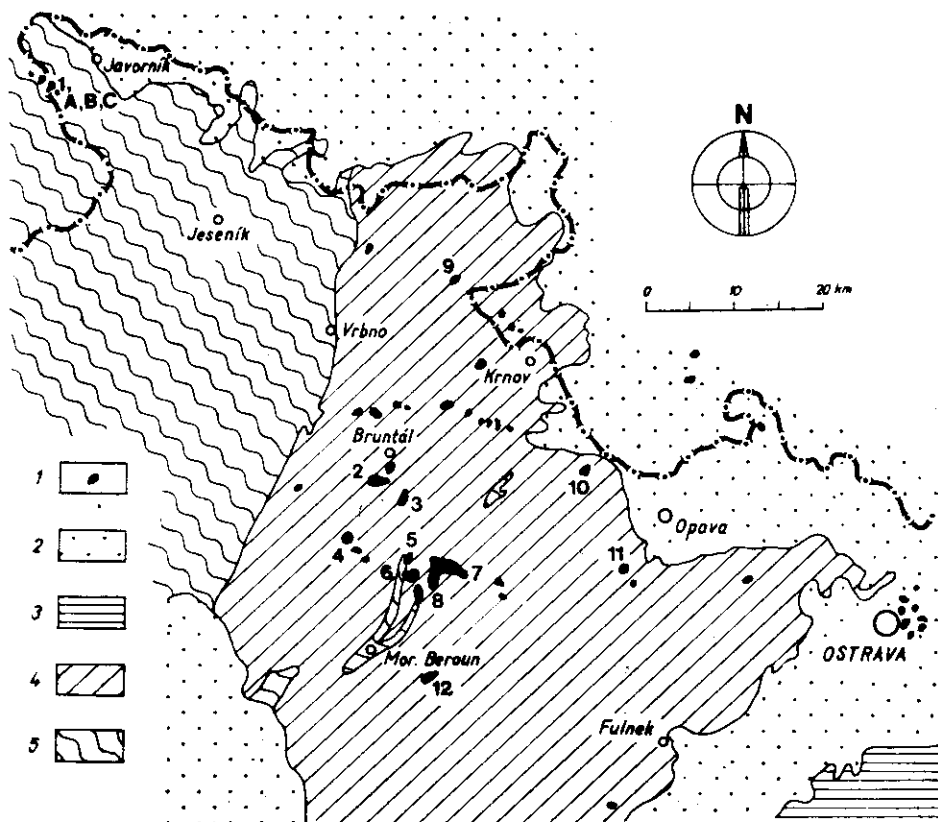
	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>		<i>d</i>
SiO ₂	44,33	1,93	44,39	or	8,23
TiO ₂	2,23	0,69	2,23	ab	9,89
Al ₂ O ₃	12,81	0,81	12,83	an	14,66
Fe ₂ O ₃	5,13	2,68	3,74	ne	11,21
FeO	7,35	2,97	8,62	di	26,52
MnO	0,21	0,04	0,21	ol	17,65
MgO	11,15	1,66	11,17	mt	5,42
CaO	10,85	0,87	10,87	il	4,24
Na ₂ O	3,61	0,46	3,62	ap	2,18
K ₂ O	1,39	0,38	1,39		
P ₂ O ₅	0,94	0,26	0,94		

a — průměr šestnácti publikovaných a čtyř archívních chemických analýz [citace viz v textu], přepočteno na 100 % bez těkavých složek; *b* — směrodatná odchylka σ ; *c* — přepočet hodnot sloupce *a* adjustací stupně oxidace železa postupem podle T. N. Irvina a R. A. Baragara (1971); *d* — norma C.I.P.W. vypočtená z hodnot sloupce *c*

Výskyty ultramafických nodulí v severomoravských bazaltoidech

Olivinových nodulí v čedičových horninách Moravy a Slezska si povšimli již autoři v minulém století. V r. 1878 se o nich zmiňuje Trippe, který je mj. uvádí i z lokality Łądek v polské části Rychlebských hor v těsné blízkosti našich státních hranic. Z našeho území je uvádí Klvaňa (1893) z lokality Zlatá Lípa - Červený vrch u Staré Líbavy. Pacák (1928) se zmiňuje o „olivinových hlízách“ jednak při popisu čediče z Chomýže, ležícího již mimo státní území ČSSR v Polsku, jednak v souvislosti s charakteristikou čedičové horniny z Albrechtic: velikost „olivinových hlíz“ zde dosahuje až 3 cm. Z lokality Břidličná píše Pacák o „prvovyloučeninách bronzitu s koronitovou strukturou“. V kompendiu Burkarta (1953) je zmínka o olivinových peckách z Břidličné nad Moravicí. Frejková (1953) v popise nefelinického bazanitu ze Zálesí

v Rychlebských horách u Javorníku uvádí, že „hnízda olivínu nejsou vzácná“. Krutá (1973) v seznamu slezských minerálů popisuje „světle zelené uzavřeniny olivínu v čediči až přes 2 cm velké“ z Meziny u Bruntálu. Ve všech uvedených pracích jde o pouhé zmínky bez bližší charakteristiky a rovněž i bez interpretace. Dokonce ani Barthovy práce (1966 až 1979), vyznačující se velkým množstvím postřehů a podrobnými pozorováními, informace o peridotitových nodulích neobsahují. Naprostou výjimkou v tomto směru, týkající se ovšem nodulí z polského území, i když v těsné blízkosti hranic s ČSSR z lokality Łądek, jsou dvě na sebe navazující studie Kozłowské - Koch (1976) a Białowolské



2. Schematická geologická mapa severní Moravy a Horního Slezska
 Lokality ultramafických nodulí, z nichž byly odebrány vzorky k výzkumu, jehož výsledky jsou předmětem předložené studie: 1 — Zálesí, 2 — Uhlířský vrch, 3 — Venušina sopka, 4 — Břidličná, 5 — Volárna, 6 — Malý Roudný, 7 — Velký Roudný, 8 — Křišťanovice, 9 — Albrechtice, 10 — Štěplovec, 11 — Kamenná hůrka, 12 — Červený vrch [Zlatá Lípa]
 1 — bazaltoidy, 2 — kvartérní sedimenty, 3 — terciér a mezozoikum karpatské soustavy, 4 — karbon, 5 — krystalinikum včetně devonu

(1976). První z obou autorek charakterizuje ultramafické nodule na základě modálních analýz jako převládající lherzolity, méně časté harzburgity a podřízeně zastoupené pyroxenity; uzavírající bazaltoid pak označuje jako ankaratrit. Druhá autorka věnuje pozornost makrochemismu i mikrochemismu jednotlivých fází ultramafických nodulí.

Přestože literární údaje o ultramafických nodulích v severomoravských bazaltoidech jsou kusé, neznámá to, že by šlo o jev pro tyto vulkanity bezvýznamný. Naopak je nutno zdůraznit, že přítomnost těchto nodulí je jedním z charakteristických rysů všech výskytů severomoravských bazaltoidů, i když jsou na různých lokalitách zastoupeny v různé míře a na některých vyžaduje jejich nalezení delšího a systematického hledání. Žádná ze zdejších lokalit se ovšem nemůže ani co do množství, ani co do velikosti nodulí měřit s klasickými nalezišti severočeské vulkanické oblasti, zejména s lomy u Podmoklic a Smrčí na Železnobrodsku.

Jednoznačně nejvýznamnější lokalitou je Zálesí u Javorníka v Rychlebských horách. Ve zdejším nefelinickém bazanitu až olivinickém nefeli-

Tabulka 2

Seznam studovaných vzorků lherzolitových nodulí severomoravských bazaltoidů

1A	Zálesí	sběr autorů
1B	Zálesí	sbírky Moravského muzea v Brně, č. 424, leg. Procházka
1C	Zálesí	sbírky Moravského muzea v Brně, č. 8359, leg. Kruťa
2	Uhlířský vrch	sběr autorů
3	Venušina sopka	sbírky Moravského muzea v Brně, č. 13071, leg. Kruťa
4	Břidličná	sbírky Moravského muzea v Brně, č. 14451, leg. Burkart
5	Volárna	sbírky Moravského muzea v Brně, č. 1079, leg. Kučera
6	Malý Roudný	sběr autorů
7	Velký Roudný	sbírky Moravského muzea v Brně, č. A 1078, leg. Heinrich
8	Křišťanovice	sbírky Moravského muzea v Brně, č. 358, leg. Kruťa
9	Albrechtice { Biskupice }	sběr autorů
10	Štěplovec { Kamenec }	sbírky Moravského muzea v Brně, č. 6234, leg. Kruťa
11	Kamenná hůrka { Otice }	sbírky Moravského muzea v Brně, č. 6091, leg. Kruťa
12	Červený vrch { Zlatá Lípa }	sbírky Moravského muzea v Brně, č. 21592, leg. Burkart

nit, který popsala Frejková (1953) a který je uveden v soupise lomů ČSR č. 48 (Prokop 1952) pod chybným petrografickým určením jako živcový čedič, se vyskytují ultramafické nodule velikostí až 10 cm a v množství až 100 kusů na 1 m³. Olivíny a pyroxeny nodulí této lokality, jež je v předkládané studii vedena pod č. 1, byly prostudovány nejpodrobněji, protože materiálu bylo dostatečné množství. Kromě toho byly zkoumány nodule dalších jedenácti lokalit, čímž ovšem všechny severomoravské výskyty, kde se nodule objevují, nejsou vyčerpány. Mapa s vyznačením dvanácti zkoumaných výskytů je uvedena v obr. 2. Část materiálu byla získána vlastními sběry autorů, větší díl pochází ze sbírek Moravského muzea v Brně, kde nám ho zpřístupnil a v r. 1975 poskytl jeho tehdejší ředitel T. Krůta. Seznam vzorků je v tabulce 2.

Charakteristika nodulí

Naprostou většinu všech studovaných výskytů lze zařadit do kategorie čtyřfázových lherzolitů. Nejvýznamnějším minerálem v nich je olivín, který zaujímá 60—90 % obsahu pecek. V množství nejčastěji kolem 10—20 % bývá přítomen ortopyroxen, v množství 5—10 % klinopyroxen. Minerál skupiny spinelu je zastoupen podílem kolem 1—2 %.

V menší míře se vyskytují nodule, ve kterých klinopyroxen chybí, a které tedy mají povahu harzburgitu (Zálesí, Velký Roudný). Rovněž nehojně jsou přítomny pecky s více než devadesátiprocentním podílem olivínu, jež je nutno klasifikovat jako dunity (Venušina sopka, Zálesí).

Kromě nodulí uvedeného charakteru se vzácně objevují megakrysty ortopyroxenu (Albrechtice, Břidličná).

Zrnitost hornin, tvořících studované ultramafické nodule, je mírně proměnlivá. Ve smyslu Teuscherovy klasifikace jsou tyto horniny drobnozrné, méně často středně zrnité. Olivín má v průměru velikost kolem 1,5 mm. Maximální zjištěný rozměr zrna, který je vzácností, činí 5 mm. Ortopyroxeny mají průměrnou velikost o poznání větší než olivíny, ale i v jejich případě je maximální velikost 5 mm naprostou výjimkou. Naproti tomu klinopyroxeny bývají převážně menší a velikost 2,5 mm představuje zatím zjištěné maximum. Nejmenší rozměry mají zrna minerálu spinelové skupiny, která jsou často mikroskopických rozměrů, nanejvýš se jejich velikost pohybuje v desetinách mm. Zrna spinelidu z nodule v bazaltoidu z Břidličné, dosahující rozměru až 1 mm, která uvádí Krůta (1973), představují maximum velikostí tohoto minerálu.

Barva hornin ultramafických nodulí je určována především barvou rozhodujícího minerálu, jímž je olivín, a je světle nažloutle zelená. Ortopyroxeny mají barvu temně hnědou až skoro černou a jejich přítomnost

v hornině vyvolává na pozadí relativně velmi světlého olivínu temně skvrnitý vzhled. Klinopyroxeny jsou zpravidla makroskopicky méně nápadné a vyznačují se proti olivínu výraznějším, trávově zeleným odstínem. Spinelidy pro drobnost svého zrna se na celkové barvě horniny nijak neprojevují a obvykle unikají při makroskopické prohlídce pozornosti.

Tvarově jsou ultramafické nodule charakterizovány elipsoidickým habitem o nejčastějším poměru os zhruba 3 : 2,5 : 1. V některých méně častých případech je tvar nodulí nepravidelný, místy až hranatý. Jen vzácně se objevují konkávní tvary a korózní zahloubeniny. Ve všech případech je omezení proti horninové hmotě uzavírajícího bazaltoidu ostré. Nodule mají většinou čerstvý vzhled. Pokud je čerstvost porušena, je to zjevně důsledkem supergenních vlivů, nikoliv endogenního původu.

Tabulka 3

Chemické složení čtyřfázového spinelového peridotitu z Uhlířského vrchu (A) ve srovnání s průměrným plášťovým peridotitem podle K. H. Wedepohla (1975) (B — původní hmotnostní podíly atomů v ppm přepočteny na hmotnostní % oxidů a na 100 %), s průměrným složením pláště pod kontinenty podle B. G. Lutce (1975) (C), s průměrem 384 spinelových lherzolitů, představujícím průměrné složení nej-svrchnějšího pláště, podle S. Maaløa a K. Aokiho (1977) (D), a s průměrem dvaceti analýz spinelových peridotitů, tvořících xenolity v alkalickém bazaltu Rocherdu Lion, podle J. C. Wilminota (1965) (E)

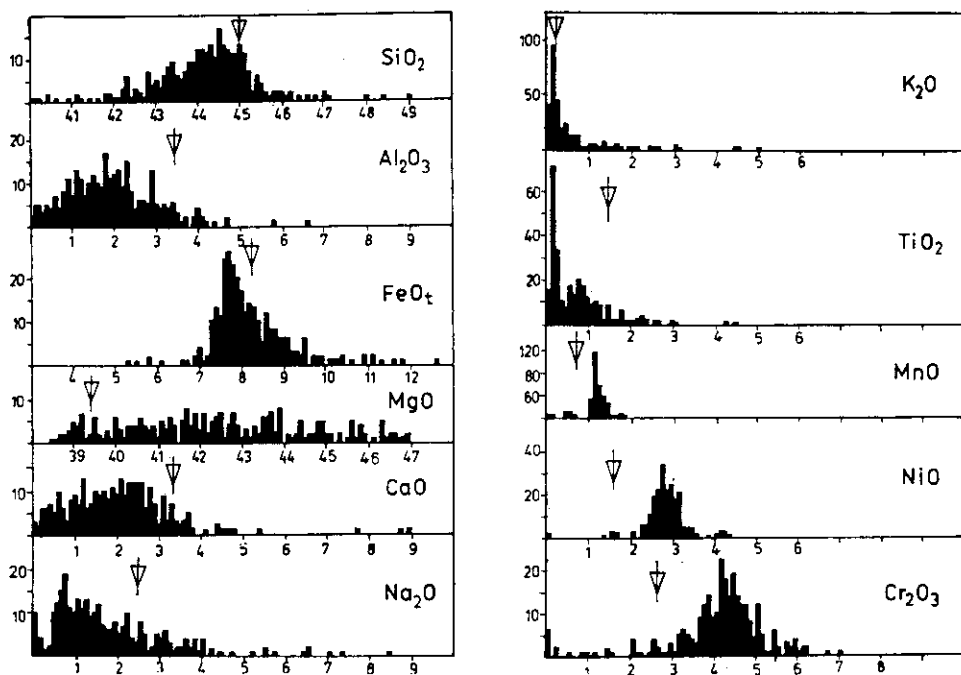
	A	B	C	D	E	A/B	A/C	A/D	A/E
SiO ₂	44,72	43,01	44,75	44,23	45,02	1,04	1,00	1,01	0,99
TiO ₂	0,16	0,13	0,21	0,13	0,07	1,23	0,76	1,23	2,29
Al ₂ O ₃	3,38	2,67	3,25	2,05	3,00	1,27	1,04	1,65	1,13
Cr ₂ O ₃	0,26	0,45	0,47	0,44	0,40	0,48	0,65	0,59	0,65
Fe ₂ O ₃	1,42	—	2,94	—	—	—	—	—	—
FeO	6,98	8,25*	5,28	8,29*	8,00*	1,00*	1,04*	1,00*	1,03*
MnO	0,07	0,13	0,13	0,13	0,10	0,53	0,54	0,54	0,7
NiO	0,14	0,18	0,29	0,28	0,25	0,78	0,48	0,50	0,56
MgO	38,92	40,57	39,58	42,23	39,72	0,96	0,98	0,92	0,98
CaO	3,32	3,77	2,54	1,92	3,20	0,88	1,31	1,73	1,04
Na ₂ O	0,23	0,30	0,48	0,27	0,20	0,77	0,48	0,85	1,15
K ₂ O	0,03	0,05	0,08	0,06	0,04	0,60	0,38	0,50	0,75
P ₂ O ₅	0,06	0,49	—	0,03	—	0,12	—	2,00	—
H ₂ O ⁺	0,51	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	0,07	—	—	—	—	—	—	—	—
celkem	100,27	100,00	100,00	100,00	100,00				

Analýzy v sloupci (A) — J. Adam (1976); objemová hmotnost = 3,348; * všechno železo jako FeO

Chemické složení nodulí

Z největší dosud nalezené nodule spineřového lherzolitů Uhlřského vrchu o rozměrech $2,5 \times 3 \times 4$ cm byla v laboratoři Ústavu geologických věd Karlovy univerzity pořízena chemická analýza, uvedená v tabulce 3 pod sloupcem A. Porovnání s průměrným plášťovým peridotitem (tab. 3, sloupec B), který jako standard uvádí *Wedepohl* (1975), vykazuje značnou chemickou podobnost obou hornin. Platí to zejména o dominantních oxidech SiO_2 , MgO a FeO , jejichž podíl představuje více než 90 % celkové hmotnosti horniny; poměrový koeficient těchto tří oxidů je na hladině $1 \pm 0,04$. Lherzolit z Uhlřského vrchu je mírně deficitní v obsazích NiO , CaO a Na_2O , výrazněji deficitní jsou Cr_2O_3 , MnO , K_2O a zejména P_2O_5 , naopak mírné obohacení se projevuje v obsazích TiO_2 a Al_2O_3 . Podobný stupeň příbuznosti, i když s určitými odlišnostmi, plyne i ze srovnání s dalšími standardy svrchnoplášťových peridotitů, uváděných různými autory (sloupce C, D, E v tab. 3).

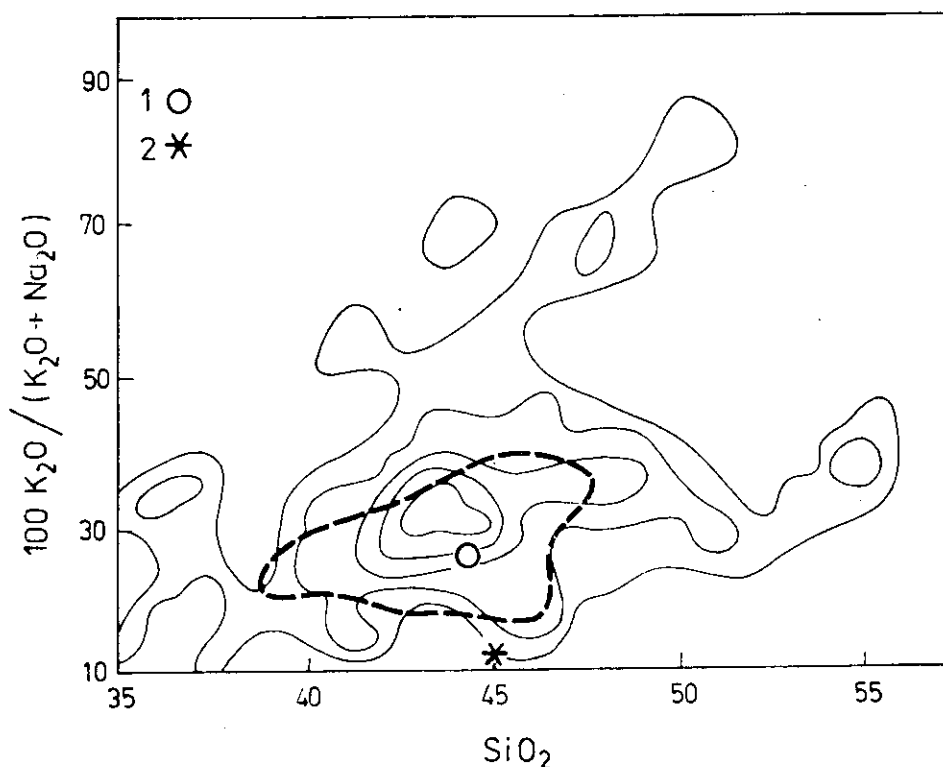
Na obrázku 3 jsou uvedeny histogramy hlavních oxidů, které sestavili *Maaløe* a *Aoki* (1977) na základě hodnocení 301 kontinentálního



3. Histogramy frekvence podílu hlavních oxidů v kontinentálních nodulích spineřových lherzolitů podle *S. Maaløe* a *K. Aokiho* (1977) s vyznačením odpovídajících hodnot pro lherzolitovou nodule z Uhlřského vrchu (trojúhelník)

spinelového lherzolitu. Z hodnot pro spinelový lherzolit Uhlířského vrchu, které jsou do histogramu dokresleny, vyplývá, že tento lherzolit je proti průměru světových kontinentálních lherzolitů bohatší v obsazích SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO tot., CaO a Na_2O , naproti tomu chudší, pokud jde o MgO , MnO , NiO a Cr_2O_3 . Téměř přesná je shoda v podílu K_2O .

Na obrázku 4 je zakresleno pole projekčních bodů chemických analýz severomoravských bazaltoidů s vyznačením jejich průměrné hodnoty do konturovaného diagramu. Vztah SiO_2 k podílu alkálií v diagramu vyjadřuje chemismus vulkanitů celého světa, které obsahují nodule spinelových lherzolitů. Z tohoto obrázku je zjevné, že severomoravské bazaltoidy se jen mírně odchyľují od těžiště těchto celosvětových hornin poněkud nižší bazicitou a nižším podílem $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$.



4. Diagram $100 \text{K}_2\text{O} / (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) : \text{SiO}_2$ vulkanitů různých míst světa, obsahujících lherzolitové nodule podle R. B. Forbese a H. Kuna (1967), upraveno podle F. Fediuka (1973)
 Izolinie 1-2, 5-5-10-15 %; 1 - průměr hodnot severomoravských bazaltoidů (viz tab. 1), 2 - lherzolit Uhlířského vrchu (viz tab. 3, sloupec A). Čárkované je vyznačeno pole rozptylu projekčních bodů severomoravských vulkanitů podle dvaceti publikovaných a archivních chemických analýz

Tabulka 4

Obsahy minoritních prvků hornin Uhlířského vrchu

	A — lherzolitová nodule	B — olivinický nefelinit
Li	0,6	14
Na	1706	27 671
K	249	14 196
Rb	0,65	39,5
Cs	—	1,7
Sr	12,5	585
Ba	4,6	475
Th	0,06	4,3
U	0,02	1,0
Ti	959	16 127
Nb	4,1	50
Sc	13	25
V	58	258
Mn	542	1 626
Cr	1780	112
Co	120	28
Ni	1100	65
La	0,72	63
Ce	1,55	124
Nd	0,84	74
Sm	0,26	13,5
Eu	0,10	5,1
Gd	0,31	6,8
Dy	0,34	4,5
Er	0,26	2,3
Yb	0,24	1,8
Lu	0,03	—

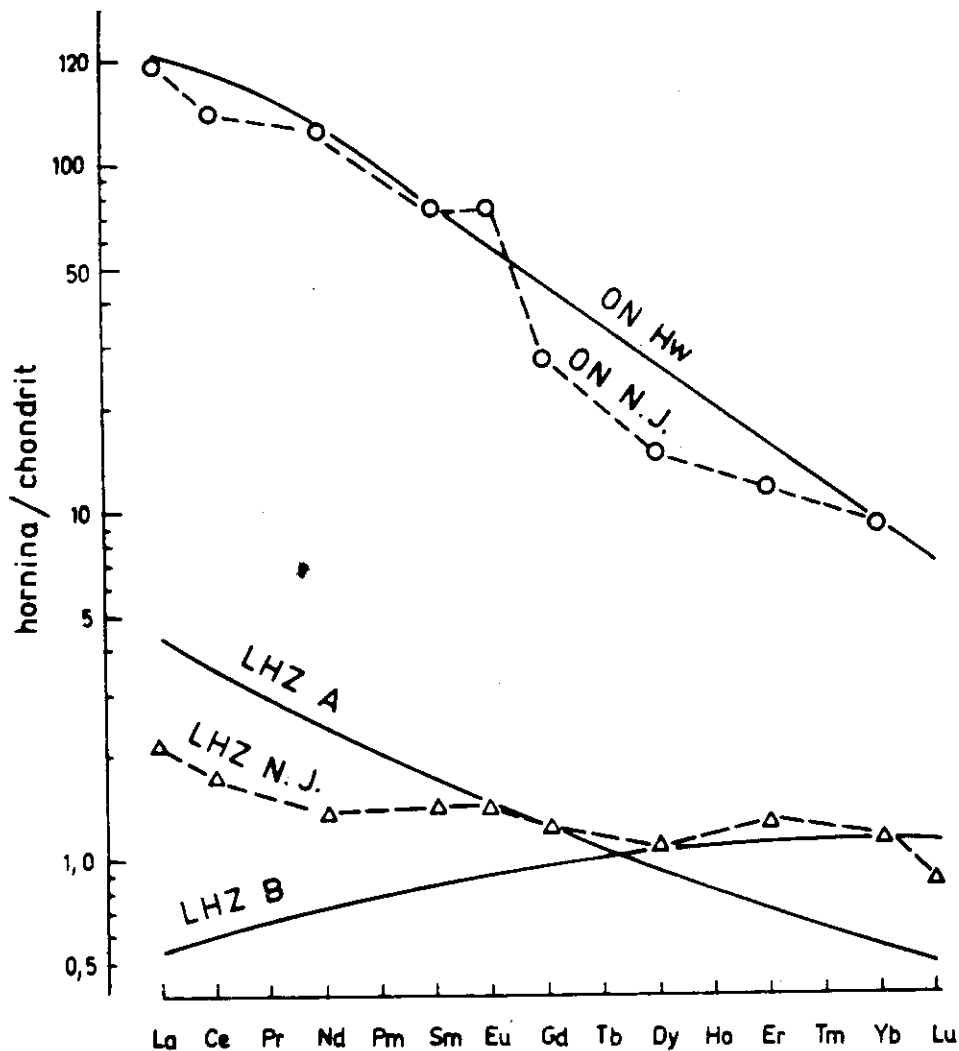
Všechny hodnoty v ppm; analytik V. Moučka (1984)

Lherzolitová nodule z Uhlířského vrchu, jejíž makrochemismus je uveden v tab. 3, byla v laboratořích n. p. Geoindustria v Černošicích též analyzována zčásti rentgenospektrálně, zčásti metodou neutronové aktivity na obsah stopových prvků (tab. 4, A). Společně s ní byl obdobně na stopové prvky analyzován uzavírající olivinický nefelinit (tab. 4, B). Makrochemismus horniny uvádí Barth (1970a, analýza č. 1). Vzorek pochází z opuštěného lomu ssz. od kóty 671 a podle Bartha představuje lávovou výplň kráteru. Podle Knotka (1962) odpovídá hornina odebraná k analýze jeho druhé erupční fázi.

Srovnáme-li koncentrace alkalických kovů v lherzolitové noduli Uhlířského vrchu s obdobnými koncentracemi v chondritech (např. podle Ahrensse 1965) či v granátických peridotitech (např. podle Lutce 1975), musíme konstatovat, že lherzolit je proti uvedeným dvěma standardům zřetelně ochuzen. U Li je koeficient tohoto ochuzení 0,24 (pro chondrity), resp. 0,30 (pro granátické peridotity), u Rb pak 0,22, resp. 0,26. V souladu s tím je i poměr K/Rb vyšší než v chondritech i granátic-

kých peridotitech — 383 proti 300, resp. proti 240. U alkalicko-vápenatých prvků se však naznačený trend zastavuje. Poměr podílu Sr v lherzolitu k Sr v chondritu je 1,14 (pro vztah ke granátickým peridotitům však jen 0,29), obdobné hodnoty pro Ba jsou 1,08, resp. 1,41. Na základě těchto skutečností by bylo možno usuzovat, že lherzolity mají proti primordiálnímu složení svrchního pláště charakter rezidua po frakcionačním odstranění malého podílu bazaltoidního magmatu. Relativně nízké obsahy siderofilních prvků, ale i další okolnosti však přímé použití takové představy komplikují. Tyto komplikace lze spíše uvést v soulad s koncepcí dílčích plášťových inhomogenit.

Zastoupení vzácných zemin v nodulích spinelových lherzolitů studovali zejména Philpotts et al. (1972) a Frey a Green (1974). Obdobné údaje pro bazaltoidy alkalické série jsou známy z řady prací [např. Schilling - Winchester (1969), Lutz (1975) aj.]. Pro alkalické bazaltoidy, zejména pro nefelinické bazanity a olivinické nefelinity jsou příznačné obsahy o jeden až dva řády vyšší, než jaké jsou v chondritech, přičemž se projevuje výrazné obohacení lehkými vzácnými zeminami. Charakter distribuce vzácných zemin v olivinickém nefelinitu Uhlířského vrchu, který je uzavírající horninou ultramafických nodulí, je — při nepodstatných dílčích aberacích — s publikovanými údaji v plném souladu (viz obr. 5, horní část diagramu). V lherzolitových nodulích konstatovali jak Philpotts et al. (1972), tak Frey a Green (1974) dvojí typ distribuce vzácných zemin (srov. obr. 5, dole). Pro typ A je příznačné mírné zvýšení podílu lehkých vzácných zemin a mírný pokles pod poměrovou hodnotu 1,0 pro těžké vzácné zeminy. U typu B je možno pozorovat opačný jev: mírné snížení na lanthanovém začátku řady s postupným dosažením praktické shody s chondritovými obsahy. Tuto situaci by bylo možno interpretovat mírným reziduálním ochuzením v případě nodulí typu B s předpokladem, že nodule typu A představují neochuzený plášťový materiál. Je však otázka, do jaké míry jsou zjištěné rozdíly signifikantní. Normalizované obsahy vzácných zemin v lherzolitové noduli z Uhlířského vrchu mají přechodný charakter mezi nodulemi typu A a typu B (v úseku lehkých lanthanidů se spíše blíží typu A, v úseku těžkých lanthanidů spíše typu B). Znalosti o zastoupení vzácných zemin v jednotlivých minerálech skládajících lherzolity jednoznačně říkají, že rozhodující vliv na absolutní koncentraci těchto prvků má kvantitativní podíl modálního klinopyroxenu. Budeme-li analyzovat lherzolit s wehrlitovou tendencí, bude se trend koncentrace vzácných zemin, projevující se v nodulích typu A, zvýrazňovat, naopak při harzburgitové tendenci modálního složení lherzolitových nodulí lze počítat se zdůrazněním trendu příznačného pro nodule typu B. Tento trend je zároveň obrazem „rezidualizace“ peridotitu.



5. Diagram podílu vzácných zemin normalizovaný obsahy chondritů podle F. A. Freye et al. [1968]

ON N.J. — olivinický nefelinit Nížkého Jeseníku (Uhlířského vrchu); ON Hw — olivinický nefelinit Havaj (podle J. G. Schillinga a J. W. Winchestera 1969); LHZ N.J. — lherzolitová nodule Nížkého Jeseníku (Uhlířského vrchu); LHZ A — trend lherzolitových nodulí typu A, tj. obohacených lehkými zeminami; LHZ B — trend lherzolitových nodulí typu B, ochuzených o lehké vzácné zemin; oba trendy podle J. A. Philippotse et al. (1972) a F. A. Freye a D. H. Greena (1974)

Pokud jde o celkové srovnání souboru dat stopových prvků pro lherzolitovou noduli se souborem obdobných dat pro uzavírající olivinický nefelinit (tab. 4), je z něho patrné, že bezprostřední vztah mezi oběma

soubory, který by bylo možno petrogeneticky interpretovat jako přímou příbuznost, neexistuje.

Chemické složení minerálních fází noduli

Protože většina studovaných vzorků, jejichž seznam je uveden v tabulce 2, pochází ze sbírkového materiálu, bylo nutno této okolnosti přizpůsobit metodiku výzkumu. Minerály byly ze vzorků separovány ručně a jejich zrna (v průměru kolem 10 zrn, u olivínu zpravidla více, u pyroxenu méně) byla zalita do epoxidové pryskyřice a nabroušena. Použitá metodika neumožňovala separovat minerály spinelové skupiny, jejichž procentuální zastoupení je v nodulích nízké, a které navíc mají pro ruční výběr nepříznivou velikost. Výjimkou z uvedeného postupu byly vzorky z Uhlířského vrchu a ze Zálesí, z nichž mohly být pořízeny leštěné výbrusy. Ze vzorků lherzolitové nodule Uhlířského vrchu, která byla též chemicky analyzována jako celek (tab. 3, sloupec A), byl jako v jediném z celého souboru uváděných vzorků studován i chemismus spinelidů.

Minerální fáze ze zhotovených nábrusů byly analyzovány jednak rentgenovým mikroanalýzátorem ARL-EMX ve Výzkumném ústavu hutnictví železa, jednak mikroanalýzátorem ARL-SEMQ v laboratoři Ústředního ústavu geologického. Standardní podmínky na obou pracovištích byly zajišťovány B. Kolmanem a Z. Kotrbou. Při vyhodnocování údajů bylo použito korekčních programů ZAF ve výpočetním středisku n. p. Kancelářské stroje, u analyzátoru ÚÚG běžného postupu a korekci podle Bence a Albeeho, upravených R. Rybkou a Z. Kotrbou.

Složení minerálních fází vzorků lherzolitových nodulí je uvedeno v tabulkách 5 (olivíny), 6 (ortopyroxeny), 7 (klinopyroxeny) a 8 (spinely).

Olivín. Výsledky analýz olivínu potvrdily, že i složení olivínů severomoravských nodulí spadá do rozmezí, které je charakteristické pro lherzolitové nodule celého světa. Rozsah forsteritové složky kolísá ve velmi malých mezích (87,5—91,2 %). Průměrná hodnota všech 14 analyzovaných olivínů je 90,29 % Fo, při standardní deviaci $\sigma = 0,90$. Jde tedy o forsterit na hranici s chryzolitem. Obsah CaO je velmi nízký a kolísá v rozpětí od 0,01 do 0,12 s průměrem 0,058 % a standardní deviací $\sigma = 0,032$. Rovněž tak nízký je obsah Cr₂O₃, který se pohybuje v rozpětí od stopového množství po maximum 0,10 %, při průměru 0,046 a standardní odchylce $\sigma = 0,029$. Deformační vlivy se na olivínových zrnech objevují mikroskopicky jen vzácně.

Ortopyroxeny. Rovněž chemické složení ortopyroxenů vykazuje velmi malý rozptyl. Obsah enstatitové molekuly kolísá v rozpětí od 89,5 po 91,3 %. Průměrná hodnota 10 analyzovaných ortopyroxenů je 90,84 % En, při standardní odchylce 0,53. To odpovídá rozhraní mezi enstatitem a bronzitem. Obsah Al₂O₃ kolísá od 2,8—4,8 s průměrem 3,49 při standardní deviaci $\sigma 0,58$. Ve srovnání s olivínem jsou obsahy Cr₂O₃ v ortopyroxenech o řád vyšší, kolísají od 0,16—0,89 % při průměru = 0,497 a $\sigma = 0,223$. V některých zrnech lze v mikroskopu pozorovat exsoluční lamely.

Tabulka 5

Analýzy olivínů lherzolitových nodulů severomoravských bazaltoidů

	1A	1B	1C	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	40,62	40,92	40,94	40,97	41,02	40,70	41,17	40,76	40,97	41,01	40,90	40,79	41,31	41,19
Al ₂ O ₃	0,36	0,38	0,18	0,19	0,28	0,37	0,38	0,39	0,37	0,28	0,39	0,40	0,22	0,12
FeO*	9,02	9,34	8,87	9,08	8,52	9,17	10,63	9,16	9,18	8,93	9,29	11,09	9,01	9,04
MnO	0,06	0,07	0,07	0,05	0,08	0,04	0,06	0,08	0,04	0,13	0,13	0,05	0,12	0,11
MgO	49,23	48,66	49,28	49,17	49,38	49,35	48,08	49,41	49,23	48,97	48,73	47,64	48,94	48,92
CaO	0,02	0,06	0,03	0,03	0,06	0,08	0,05	0,09	0,10	0,08	0,06	0,12	0,02	0,01
Cr ₂ O ₃	0,03	0,08	0,03	0,02	0,04	0,05	st.	0,07	st.	0,07	0,08	0,10	0,02	0,07
součet	99,34	99,47	99,40	99,51	99,38	99,76	100,37	99,96	99,89	99,47	99,58	100,19	99,64	99,46
počet iontů přepočtený na 4 O														
Si	0,997	1,004	1,003	1,004	1,004	0,996	1,006	0,996	1,001	1,005	1,003	1,002	1,010	1,009
Al	0,010	0,011	0,005	0,008	0,008	0,011	0,011	0,011	0,011	0,008	0,012	0,012	0,007	0,004
Fe ²⁺	0,185	0,192	0,182	0,186	0,174	0,188	0,217	0,187	0,187	0,183	0,190	0,228	0,184	0,185
Mn	0,001	0,002	0,002	0,001	0,002	0,001	0,001	0,002	0,001	0,003	0,003	0,001	0,003	0,002
Mg	1,802	1,780	1,801	1,796	1,801	1,800	1,752	1,799	1,792	1,788	1,781	1,597	1,783	1,787
Ca	0,001	0,002	0,001	0,001	0,002	0,002	0,001	0,002	0,003	0,002	0,002	0,003	0,001	0,000
Cr	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	—	0,002	—	0,002	0,002	0,002	0,000	0,002
% Fo	90,68	90,30	90,83	90,62	91,18	90,56	88,97	90,58	90,53	90,72	90,34	87,52	90,64	90,62

Číslování analýz je shodné s číslováním lokalit v tabulce 2

* veškeré železo stanoveno jako FeO

Tabulka 6
Analýzy ortopyroxenů lherzolitových nodulí severomoravských bazaltoidů

	1A	1B	1C	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	54,63	55,41	54,84	55,36	54,76	54,62	54,23	54,48	55,24	53,86
TiO ₂	0,08	0,05	0,05	0,07	0,02	0,06	0,08	0,03	0,09	0,17
Al ₂ O ₃	3,48	3,30	3,97	3,24	2,96	4,75	3,61	3,97	2,77	2,89
FeO*	5,78	5,90	5,70	6,22	5,77	5,97	6,16	5,91	6,12	7,12
MnO	0,15	0,12	0,12	0,13	0,13	0,11	0,14	0,11	0,14	0,10
MgO	33,34	34,14	33,66	32,71	33,99	32,41	35,05	33,52	34,05	34,17
CaO	1,29	1,32	0,77	1,30	1,14	0,66	0,93	1,76	1,06	0,78
Na ₂ O	0,06	0,04	—	0,08	0,03	0,07	0,11	0,19	0,13	0,08
Cr ₂ O ₃	0,60	0,37	0,48	0,77	0,62	—	—	st.	0,01	—
součet	99,41	100,65	99,59	99,88	99,42	99,54	100,47	100,52	99,83	99,48
počet iontů přečtený na 6 O										
Si	1,902	1,904	1,900	1,920	1,906	1,895	1,873	1,881	1,916	1,886
AlIV	0,098	0,104	0,100	0,080	0,094	0,105	0,127	0,119	0,084	0,114
AlVI	0,045	0,040	0,062	0,053	0,027	0,089	0,020	0,042	0,029	0,005
Ti	0,002	0,001	0,001	0,002	0,001	0,002	0,002	0,001	0,002	0,004
Fe ²⁺	0,168	0,169	0,165	0,180	0,168	0,173	0,178	0,171	0,178	0,209
Mn	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,003	0,004	0,003	0,004	0,003
Mg	1,731	1,748	1,738	1,691	1,763	1,676	1,804	1,726	1,760	1,784
Ca	0,048	0,048	0,029	0,048	0,045	0,025	0,034	0,065	0,039	0,029
Na	0,004	0,003	—	0,005	0,002	0,005	0,008	0,013	0,009	0,005
Cr	0,016	0,010	0,013	0,021	0,017	0,024	0,004	0,015	0,006	0,008
% En	91,14	91,18	91,33	90,77	91,31	90,84	91,03	91,00	90,84	89,51

Tabulka 7

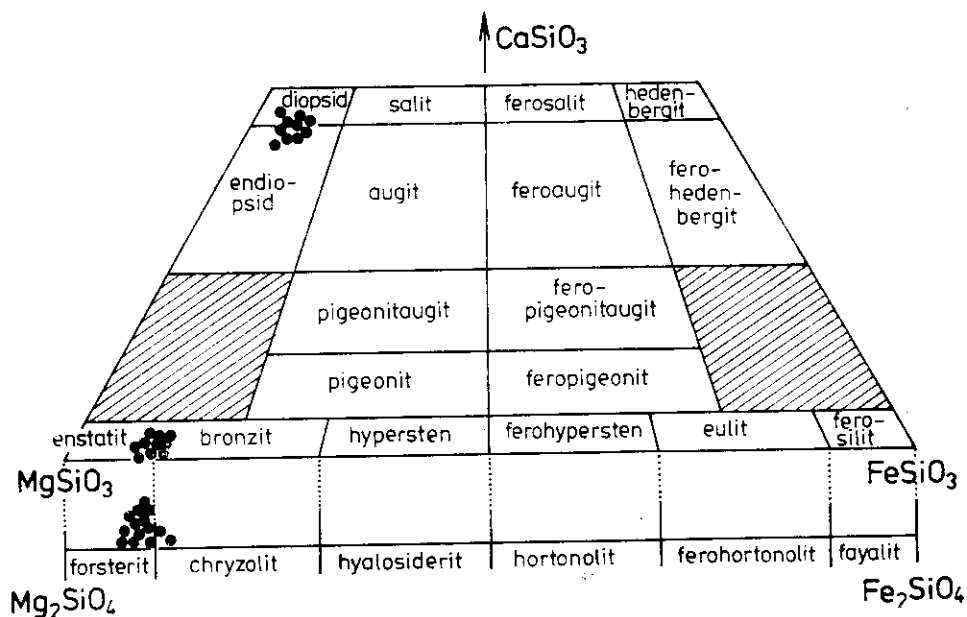
Analýzy kilmopyroxenů lherzollitových nodulí severomoravských bazaltoidů

	1A	1B	1C	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	51,44	51,30	52,03	52,12	51,60	50,92	51,71	51,91	52,13	51,94
TiO ₂	0,08	0,13	0,47	0,26	0,32	0,40	0,42	0,38	0,63	0,61
Al ₂ O ₃	4,83	5,46	3,88	4,90	5,09	4,65	4,38	4,37	3,65	5,05
FeO*	3,26	3,09	3,02	3,15	3,12	3,19	3,25	2,67	3,73	1,42
MnO	0,13	0,11	0,09	0,10	0,07	0,13	0,14	0,14	0,14	0,11
MgO	17,10	17,07	16,78	17,24	16,26	17,02	16,92	16,78	16,87	16,78
CaO	20,71	20,28	20,13	19,93	20,74	20,86	20,38	20,24	21,15	21,02
Na ₂ O	1,21	0,47	1,40	0,81	1,14	0,95	1,33	1,33	0,88	1,58
K ₂ O	1,58	1,93	1,74	1,82	1,37	---	---	0,08	---	---
Cr ₂ O ₃	100,32	99,84	99,54	100,33	99,71	1,71	1,17	1,85	0,76	1,13
součet						99,63	99,70	99,52	99,74	99,62

počet iontů přepočtený na 6 O

	1A	1B	1C	2	3	4	5	6	7	8
Si	1,870	1,867	1,901	1,884	1,881	1,884	1,887	1,897	1,905	1,884
Al ^{IV}	0,130	0,133	0,099	0,116	0,119	0,136	0,113	0,103	0,095	0,116
Al ^{VI}	0,077	0,101	0,068	0,093	0,100	0,064	0,074	0,085	0,082	0,100
Ti	0,002	0,004	0,013	0,007	0,009	0,011	0,012	0,011	0,017	0,017
Fe ²⁺	0,004	0,004	0,092	0,095	0,095	0,098	0,099	0,082	0,114	0,043
Mn	0,099	0,094	0,003	0,003	0,002	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004
Mg	0,927	0,926	0,914	0,929	0,884	0,929	0,921	0,914	0,919	0,908
Ca	0,806	0,791	0,788	0,772	0,811	0,810	0,797	0,792	0,824	0,817
Na	0,085	0,033	0,099	0,057	0,081	0,067	0,094	0,094	0,048	0,109
Cr	0,045	0,056	0,050	0,052	0,0039	---	---	0,004	---	---
% En	50,57	51,15	50,94	51,74	49,37	0,049	0,034	0,048	0,022	0,032
% Wo	44,02	43,66	43,92	42,96	45,32	44,11	43,86	44,31	44,37	48,22
% Fs	5,41	5,19	5,14	5,30	5,31	5,32	5,46	4,57	6,14	2,44
						50,57	50,68	51,12	49,49	51,34

Klinopyroxeny. Jejich chemismus má největší variabilitu ze všech čtyř minerálních fází lherzolitových nodulí. Poměr $100 \text{ Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$ je v rozpětí 89,0–95,5, s aritmetickým průměrem 90,99 a $\sigma = 1,63$. Jejich složení odpovídá rozhraní mezi diopsidem a endiopsidem. Obsahy Al_2O_3 jsou ve srovnání s ortopyroxeny poněkud vyšší, kolísají mezi 3,9–5,5 % s průměrem 4,63 a $\sigma = 0,53$. Obsah Al^{IV} je vesměs vyšší než obsah Al^{VI} . Obsahy Na_2O v klinopyroxenech se pohybují od 0,5 do 1,6 % při průměrném obsahu 1,09 % a $\sigma = 0,33$. Ze všech přítomných silikátů v nodulích kumuluje klinopyroxen největší obsahy Cr_2O_3 . Jejich hodnoty jsou od 0,76 do 1,93 %. Průměrná hodnota obsahu Cr_2O_3 je 1,49 %, $\sigma = 0,35$. Základní charakteristika složení popsaných tří minerálních fází je na obrázku 6.



6. Projekční body analyzovaných koexistujících olivínů, ortopyroxenů a klinopyroxenů vyjádřené poměrem složek Fo : Fa, En : Fs a Wo : En : Fs

Spinel. Minerály spinelové skupiny byly analyzovány pouze v jednom vzorku, a to z lherzolitu z Uhlířského vrchu. V analýzách 2a,b, uvedených v tabulce 8, je Fe^{3+} vypočteno podle ideální stechiometrie spinelu, tj. součet $\text{Al}+\text{Cr}+\text{Fe}^{3+}+\text{Ti}$ je při rozpočtu strukturního vzorce na bázi $32 \text{ O} = 16$. Analýzy mají vysoký podíl Al [v průměru 55,2 %]. Podíl chrómu činí průměrně 11,6 % Cr_2O_3 . Poměr $100\text{Cr}/\text{Cr}+\text{Al}$ ve vzorcích je 11,60 a 13,06. Mg výrazně převládá nad Fe^{2+} . Podíl $100\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}$ se v obou případech téměř neliší (84,18 a 84,76). Těmito vlastnostmi odpo-

vídá minerál obecnému spinelu s chromem, nikoliv však chromspinelu, picotitu nebo pleonastu (srov. Burkart 1953). Ve srovnání s literárními údaji o složení spinelidů z lherzolitových nodulí (např. Frey - Green 1974) jsou obsahy chromu v analyzovaných spinelech relativně nízké. Barva je hnědavá. Podobně jak konstatovali pro nodule z Łądku na polské straně Rychlebských hor Kozłowska - Koch (1956), či pro jihoslovenské nodule Hovorka a Fejdi (1980), lze i mezi spinely severomoravských nodulí pozorovat dva morfologicky odlišné druhy. Jeden je anhedrálně izometricky zrnitý a druhý, méně častý, je typ symplektitický. Obě analýzy uvedené v tabulce 8 reprezentují první z uvedených druhů.

Tabulka 8

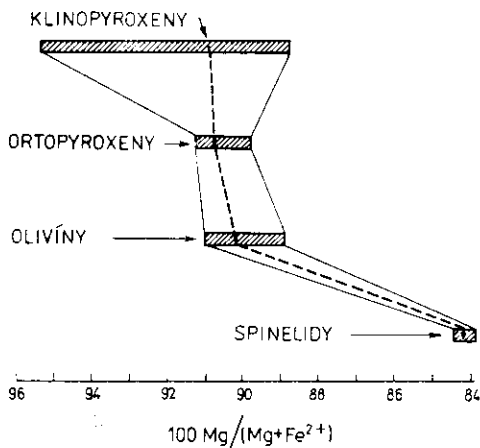
Analýzy spinelů lherzolitových nodulí severomoravských bazaltoidů z Uhlířského vrchu

	2a	2b
TiO ₂	0,08	0,06
Al ₂ O ₃	54,42	55,94
Cr ₂ O ₃	12,21	10,96
Fe ₂ O ₃	4,54	4,21
FeO	7,29	7,08
MnO	0,12	0,07
MgO	21,26	22,09
součet	100,42	100,41
počet iontů přepočtený na 32 O		
Ti	0,012	0,009
Al	13,287	13,563
Cr	1,996	1,779
Fe ³⁺	0,705	0,649
Fe ²⁺	1,261	1,216
Mn	0,021	0,012
Mg	6,708	6,762

Na obrázku 7 jsou všechny čtyři analyzované minerální fáze zhodnoceny podle poměru 100 Mg/(Mg+Fe). Největší rozptyl této hodnoty mají klinopyroxeny. Ortopyroxeny mají rozptyl mírně menší než olivíny (v případě spinelu nelze rozptyl s ohledem na malý počet analýz posuzovat). Průměrná hořečnatost minerálů stoupá od spinelů přes olivín k ortopyroxenu a dále ke klinopyroxenu.

Při analýzách na mikrosondě byla věnována zvláštní pozornost stupni homogenity minerálních fází. Základní informace o jejich homogenitě

v rámci severomoravské neovulkanické oblasti byly uvedeny v tabulkách chemických analýz (tab. 5, 6, 7) a dokumentovány na obrázku 6. Pro další zpřesnění jsme se zabývali otázkou stupně homogenity od základních bodových analýz v rámci jednoho zrna, přes rozdíly v rámci vzorku, dále v rámci jedné lokality až po studovanou oblast jako celek. Jako lokalitu, na níž bylo možno získat největší množství vzorků a po této stránce je detailně zpracovat, jsme zvolili Zálesí v Rychlebských horách. Výsledky tohoto studia jsou shrnuty v tabulkách 9—14.



7. Rozptyl hořečnatosti — 100 Mg/(Mg + Fe) ve čtyřech koexistujících minerálních fázích severomoravských lherzolitových nodulí s vyznačenými průměrnými hodnotami (čárkovaně)

Směrodatné odchylky, uvedené v tabulkách 12, 13 a 14, ukazují, že rozptyl hodnot v rámci vzorku a v rámci lokality je malý a vzájemně srovnatelný. Ani rozptyl hodnot chemického složení v rámci celé oblasti, vyjádřený směrodatnou odchylkou, není významný, i když je několikanásobný oproti rozptylu v rámci vzorku a lokality.

Pro sledování zonárnosti prvků v rámci jednotlivých zrn určité minerální fáze nebyl studovaný materiál vhodný, protože použitou metodikou bylo možno získat většinou jen úlomky zrn. Přesto lze však na základě provedených bodových analýz soudit, že zonární distribuce prvků ve všech třech minerálních fázích chybí, nebo je vyvinuta jen velice slabě.

Další typy nodulí a xenokrysty

Čtyřfázové lherzolity jsou mezi ultramafickými nodulemi severomoravských bazaltoidů ve výrazné převaze. V ojedinělých případech jsme však zjistili i nodule dunitové a harzburgitové. Kromě peridotitových nodulí,

Tabulka 9

Analýzy pěti olivínů vzorku Zálesí 1A (a, b, c, d, e), jejich aritmetický průměr a aritmetický průměr analýz tří vzorků téže lokality — Zálesí 1A, B, C

	1Aa	1Ab	1Ac	1Ad	1Ae	Ø 1A abcde	1ABC
SiO ₂	40,79	40,77	40,61	40,50	40,43	40,62	40,83
Al ₂ O ₃	0,35	0,33	0,35	0,40	0,37	0,36	0,30
FeO	8,96	8,93	9,00	9,11	9,10	9,02	9,08
MnO	0,08	0,08	0,04	0,05	0,05	0,06	0,07
MgO	49,16	49,10	49,19	49,32	49,38	49,23	49,05
CaO	0,01	0,02	0,04	0,01	0,02	0,02	0,04
Cr ₂ O ₃	0,02	0,02	0,06	0,03	0,02	0,03	0,04
součet	99,37	99,25	99,29	99,42	99,37	99,34	99,41
počet iontů přepočtený na 4 O							
Si	1,001	1,001	0,998	0,994	0,993	0,997	1,002
Al	0,010	0,009	0,010	0,012	0,011	0,010	0,009
Fe ²⁺	0,184	0,183	0,185	0,187	0,187	0,185	0,186
Mn	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002
Mg	1,798	1,797	1,801	1,805	1,809	1,802	1,794
Ca	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001
Cr	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001
% Fo	90,72	90,74	90,69	90,61	90,63	90,68	90,60

ve spojení s nimiž by pravděpodobně při podrobnějším pátrání bylo možno objevit i nehojně nodule pyroxenitové, se v severomoravských bazaltoidech nacházejí i xenokrysty individualizovaných minerálů. Platí to zejména o olivínu a v menší míře, odpovídající nízkému kvantitativnímu zastoupení v mateřském peridotitu, jehož drobením tyto xenokrysty vznikly, též o ortopyroxenu. Olivínové xenokrysty jsou však málo nápadné, protože při zběžné prohlídce je téměř nelze rozlišit od fenokrystů, tvořících již součást minerálního složení bazaltoidů. Použití nejen mikrosondy, ale již pouhého Fjodorovova univerzálního stolku však takové rozlišení umožňuje, protože fenokrysty obsahují proti olivínovým xenokrystům přibližně o 15 % forsteritové složky méně.

Mnohem snadněji lze odhalit xenokrysty ortopyroxenů, při větších rozměrech již makroskopicky, při menších rozměrech mikroskopicky. Pro alkalické bazaltoidy je totiž přítomnost ortopyroxenu jednoznačně cizorodým prvkem. Xenokrysty ortopyroxenů se objevují v bazaltoidu od Břidličné. Zmiňuje se o nich již P a c á k (1928), který je však nespráv-

Tabulka 10

Analýzy pěti ortopyroxenů vzorku Zálesí 1A (a, b, c, d, e), jejich aritmetický průměr a aritmetický průměr analýz tří vzorků téže lokality (Zálesí 1A,B,C)

	1Aa	1Ab	1Ac	1Ad	1Ae	Ø 1A abcde	1ABC
SiO ₂	54,91	54,82	54,66	54,45	54,31	54,63	54,96
TiO ₂	0,07	0,10	0,13	0,05	0,05	0,08	0,06
Al ₂ O ₃	3,37	3,40	3,31	3,69	3,67	3,48	3,58
FeO	5,84	5,73	5,71	5,62	6,00	5,78	5,79
MnO	0,11	0,16	0,12	0,18	0,18	0,15	0,13
MgO	33,37	33,11	33,56	32,96	33,70	33,34	33,71
CaO	1,22	1,30	1,36	1,36	1,21	1,29	1,13
Na ₂ O	0,05	0,04	0,09	0,06	0,06	0,06	0,29
Cr ₂ O ₃	0,53	0,61	0,41	0,73	0,72	0,60	0,48
součet	99,43	99,27	99,35	99,10	99,90	99,41	100,13
počet iontů přepočtený na 6 O							
Si	1,910	1,910	1,903	1,910	1,886	1,902	1,899
Al ^{IV}	0,090	0,090	0,097	0,090	0,114	0,098	0,101
Al ^{VI}	0,046	0,049	0,039	0,062	0,036	0,045	0,045
Ti	0,002	0,003	0,003	0,001	0,001	0,002	0,002
Fe	0,170	0,167	0,166	0,164	0,174	0,168	0,167
Mn	0,003	0,005	0,004	0,005	0,005	0,004	0,004
Mg	1,730	1,720	1,742	1,716	1,745	1,731	1,737
Ca	0,046	0,049	0,051	0,051	0,045	0,048	0,042
Na	0,003	0,003	0,006	0,004	0,004	0,016	0,020
Cr	0,015	0,017	0,011	0,020	0,019	0,016	0,013
En	91,06	91,16	91,29	91,27	90,92	91,14	91,21

ně interpretuje jako „prvovyloučeninu“ bazaltového magmatu. Obdobné xenokrysty jsou i v olivinickém nefelinitu z Albrechtic. Pomocí Fjodorovova stolku byl v těchto ortopyroxenech zjištěn úhel optických os $2V = +86$, což odpovídá přibližně 90 % enstatitové složky. Prokazuje to chemickou identitu s ortopyroxeny z lherzolitových nodulí (srov. tabulku 6). Ortopyroxenové xenokrysty jsou ve zjevné nerovnováze s uzavírající čedičovou hmotou. Bývají silně korodovány a vždy jsou obklopeny dvojitou koronitovou reakční obrubou, která má vnitřní zónu složenou z diopsidického klinopyroxenu, zatímco širší vnější obruba je tvořena zrny olivínu, jehož úhel optických os byl na Fjodorovově univerzálním stolku změřen na $2V = -85^\circ$, což odpovídá podílu forsteritové složky zhruba 74 %. Jde tedy zjevně o olivín krystalující z čedičového magmatu.

Tabulka 11

Analýzy pěti klinopyroxenů vzorku Zálesí 1A (a, b, c, d, e), jejich aritmetický průměr a aritmetický průměr analýz tří vzorků téže lokality — Zálesí 1A, B, C

	1Aa	1Ab	1Ac	1Ad	1Ae	∅ 1A abcde	1ABC
SiO ₂	52,02	51,78	51,35	51,16	50,89	51,44	51,59
TiO ₂	0,03	0,06	0,11	0,02	0,08	0,06	0,22
Al ₂ O ₃	4,82	4,70	4,68	5,06	4,89	4,83	4,72
FeO	3,08	3,03	3,61	3,20	3,38	3,26	3,12
MnO	0,14	0,14	0,10	0,17	0,10	0,13	0,11
MgO	16,74	16,90	17,26	17,52	17,08	17,10	16,98
CaO	20,43	20,70	21,12	20,52	20,78	20,71	20,37
Na ₂ O	1,17	1,13	1,18	1,22	1,35	1,21	1,03
Cr ₂ O ₃	1,73	1,49	1,20	1,60	1,88	1,58	1,75
součet	100,16	99,93	100,61	100,47	100,43	100,32	99,89
počet iontů přepočtený na 6 O							
SiO ₂	1,888	1,885	1,865	1,857	1,854	1,870	1,879
Al ^{IV}	0,112	0,115	0,135	0,143	0,146	0,130	0,121
Al ^{VI}	0,094	0,087	0,065	0,073	0,064	0,077	0,082
Ti	0,001	0,002	0,003	0,001	0,002	0,002	0,006
Fe ²⁺	0,094	0,092	0,110	0,097	0,103	0,099	0,095
Mn	0,004	0,004	0,003	0,005	0,003	0,004	0,004
Mg	0,906	0,917	0,935	0,948	0,927	0,927	0,922
Ca	0,794	0,807	0,822	0,798	0,811	0,806	0,795
Na	0,082	0,080	0,083	0,086	0,095	0,085	0,073
Cr	0,050	0,043	0,035	0,046	0,054	0,045	0,050
Wo	44,29	44,43	44,04	43,29	44,04	44,02	43,86
Zn	50,50	50,49	50,09	51,44	50,37	50,58	50,89
Fs	5,21	5,08	5,87	5,27	5,59	5,40	5,25

Kozłowska - Koch (1976) a Białowolska (1976) uvádějí kromě xenokrystů ortopyroxenů též xenokrysty (megakrysty) klinopyroxenů z olivinického nefelinitu z Łądku v Rychlebských horách, jež mají složení augitu (Białowolska dokonce uvádí dvě chemické analýzy těchto augitových megakrystů). Ojedinelé megakrysty téže povahy se vyskytují i v olivinickém nefelinitu na lokalitě Zálesí. Amfibolové megakrysty (kersutity) jaké popisují z jižního Slovenska Hovorka a Fejdi (1980) zatím v severomoravských bazaltoidech nalezeny nebyly, i když lze jejich nález při dalších výzkumech očekávat.

Tabulka 12

Průměrné hodnoty analýz minerálů jednoho vzorku Zálesí (1A) přečtené na 100 %

	olivín			ortopyroxen			klinopyroxen		
	a)	b)	c)	a)	b)	c)	a)	b)	c)
SiO ₂	40,89	0,16	0,020	54,96	0,25	0,050	51,29	0,46	0,188
TiO ₂	—	—	—	0,08	0,03	0,001	0,06	0,04	0,001
Al ₂ O ₃	0,36	0,03	0,001	3,50	0,19	0,022	4,82	0,15	0,019
FeO	9,08	0,08	0,005	5,81	0,15	0,017	3,24	0,24	0,045
MnO	0,06	0,02	0,000	0,15	0,03	0,001	0,12	0,03	0,000
MgO	49,56	0,12	0,011	33,54	0,31	0,015	17,05	0,30	0,014
CaO	0,02	0,01	0,000	1,30	0,01	0,004	20,64	0,27	0,057
Na ₂ O	—	—	—	0,03	0,02	0,000	1,21	0,08	0,006
Cr ₂ O ₃	0,03	0,02	0,000	0,60	0,13	0,014	1,57	0,26	0,053
součet	100,00			100,00			100,00		
počet iontů přečtený na:									
	4 O			6 O			6 O		
Si		0,997			1,902			1,670	
Al ^{IV}		—			0,098			0,130	
Al ^{VI}		0,010			0,045			0,077	
Ti		—			0,002			0,002	
Fe ²⁺		0,185			0,168			0,099	
Mn		0,001			0,004			0,004	
Mg		1,802			1,731			0,927	
Ca		0,001			0,048			0,806	
Na		—			0,004			0,085	
Cr		0,001			0,016			0,045	
d)	90,88	0,06	0,003	91,14	0,15	0,019	90,35	0,57	0,259
e)	9,32	0,06	0,003	8,86	0,15	0,019	9,65	0,57	0,259
f)	—	—	—	—	—	—	50,58	0,51	0,202
g)	—	—	—	—	—	—	5,40	0,32	0,082
h)	—	—	—	—	—	—	44,02	0,44	0,155

a) aritmetický průměr, b) směrodatná odchylka, c) rozptyl, d) 100 MgO : MgO + FeO, e) 100 FeO : MgO + FeO, f) 100 MgO : MgO + FeO + CaO, g) 100 FeO : MgO + FeO + CaO, h) 100 CaO : MgO + FeO + CaO

Podmínky vzniku nodulí

Společně s nodulemi granátických peridotitů a eklogitů, vyskytujícími se zejména v kimberlitech, jsou nodule spinelových lherzolitů, uzavřených hlavně v alkalických bazaltoidech, všeobecně pokládány za klíčový materiál k poznání látkové povahy svrchního pláště. Granátické a spinelové nodule jsou analogického složení, a jejich odlišný fázový stav je odrazem odlišných PT podmínek (srov. např. Green - Ringwood 1967, Lutz 1975, Ringwood 1979 aj.). V tomto pojetí jsou považo-

Tabulka 13

Průměrné hodnoty analýz minerálů tří různých vzorků lokality Zálesí 1A, B, C, přepočtené na 100 %

	olivín			ortopyroxen			klinopyroxen		
	a)	b)	c)	a)	b)	c)	a)	b)	c)
SiO ₂	41,08	0,18	0,021	54,89	0,40	0,119	51,85	0,39	0,100
TiO ₂	—	—	—	0,06	0,02	0,000	0,22	0,22	0,032
Al ₂ O ₃	0,30	0,10	0,007	3,58	0,35	0,080	4,73	0,80	0,422
FeO	9,13	0,24	0,038	5,78	0,10	0,007	3,12	0,12	0,010
MnO	0,07	0,01	0,000	0,13	0,02	0,000	0,11	0,02	0,000
MgO	49,34	0,34	0,075	33,66	0,40	0,108	17,00	0,18	0,021
CaO	0,04	0,02	0,000	1,13	0,31	0,309	20,39	0,30	0,060
Na ₂ O	—	—	—	0,29	0,42	0,115	1,03	0,49	0,161
Cr ₂ O ₃	0,04	0,17	0,000	0,48	0,12	0,009	1,75	0,18	0,020
součet	100,00			100,00			100,00		
počet iontů přepočtený na:									
	4 O			6 O			6 O		
Si		1,002			1,899			1,879	
Al ^{IV}		—			0,101			0,121	
Al ^{VI}		0,009			0,045			0,082	
Ti		—			0,002			0,006	
Fe ²⁺		0,186			0,167			0,095	
MnO		0,002			0,004			0,004	
MgO		1,794			1,737			0,922	
Ca		0,001			0,042			0,795	
Na		—			0,020			0,073	
Cr		0,001			0,013			0,050	
d)	90,60	0,27	0,050	91,21	0,10	0,007	90,66	0,26	0,051
e)	9,40	0,27	0,050	8,79	0,10	0,007	9,34	0,28	0,051
f)		—			—		50,89	0,29	0,058
g)		—			—		5,25	0,14	0,014
h)		—			—		43,86	0,19	0,023

a) aritmetický průměr, b) směrodatná odchylka, c) rozptyl, d) 100 MgO : MgO + FeO, e) 100 FeO : MgO + FeO, f) 100 MgO : MgO + FeO + CaO, g) 100 FeO : MgO + FeO + CaO, h) 100 CaO : MgO + FeO + CaO

vány za reprezentanty dvou hloubkových pater pláště, z nichž spinelová facie zaujímá v plášti vyšší polohu. Většina autorů je názoru, že jsou dominantním petrografickým typem bezprostředně podestýlajícím zemskou kůru v kontinentálních i oceánských podmínkách. Svědčí o tom

Tabulka 14

Průměrné hodnoty 14 analýz olivínů, 10 analýz ortopyroxenů a 10 analýz klinopyroxenů všech studovaných lokalit (přepočteno na 100 %)

	olivín			ortopyroxen			klinopyroxen		
	a)	b)	c)	a)	b)	c)	a)	b)	c)
SiO ₂	41,08	0,19	0,034	54,87	0,50	0,222	51,78	0,40	0,142
TiO ₂	—	—	—	0,07	0,04	0,002	0,37	0,18	0,031
Al ₂ O ₃	0,31	0,09	0,008	3,54	0,61	0,332	4,64	0,58	0,284
FeO	9,34	0,69	0,445	6,14	0,41	0,151	2,99	0,61	0,335
MnO	0,08	0,03	0,001	0,12	2,02	0,000	0,11	0,02	0,000
MgO	49,08	0,52	0,247	33,55	0,76	0,525	16,90	0,27	0,065
CaO	0,06	0,03	0,001	1,11	0,33	0,099	20,55	0,40	0,141
Na ₂ O	—	—	—	0,09	0,05	0,002	1,09	0,35	0,101
K ₂ O	—	—	—	0,01	—	—	0,08	0,00	0,000
Cr ₂ O ₃	0,05	0,03	0,001	0,50	0,24	0,050	1,49	0,37	0,123
součet	100,00			100,00			100,00		
počet iontů přepočtený na:									
	4 O			6 O			6 O		
Si		1,003			1,879			1,883	
Al ^{IV}		—			0,121			0,117	
Al ^{VI}		0,009			0,066			0,062	
Ti		—			0,002			0,010	
Fe ²⁺		0,191			0,176			0,065	
Mn		0,002			0,004			0,004	
Mg		1,786			1,713			0,916	
Ca		0,002			0,040			0,801	
Na		—			0,006			0,077	
K		—			0,000			0,004	
Cr		0,001			0,014			0,043	
d)	90,30	0,94	0,814	90,84	0,54	0,267	90,99	1,72	2,654
e)	9,70	0,94	0,814	9,16	0,54	0,267	9,01	1,72	2,654
f)		—			—		50,69	0,76	0,520
g)		—			—		5,03	0,99	0,875
h)		—			—		44,28	0,91	0,738

a) aritmetický průměr, b) směrodatná odchylka, c) rozptyl, d) 100 MgO : MgO + FeO, e) 100 FeO : MgO + FeO, f) 100 MgO : MgO + FeO + CaO, g) 100 FeO : MgO + FeO + CaO, h) 100 CaO : MgO + FeO + CaO

i jejich celosvětové rozšíření. V této souvislosti se proto v literatuře objevuje termín „nejsvrchnější plášť“.

Stanovení podmínek ekvilibrace minerálních fází spinelových lherzo-

litů má bezprostřední význam pro posouzení geologických procesů, probíhajících v tomto „nejsvrchnější m plášti“, jenž je rozhodující geosférou pro tvorbu zemské kůry. Geotermometrii a geobarometrii těchto hornin byla věnována dlouhá řada termodynamických a experimentálních studií, z nichž vyjímáme jako nejzávažnější zejména: 1967: Irvine, Speidel - Osborn; 1969: Virgo - Hafner; 1972: Blander, Virgo - Hafner; 1973: Boyd, Wood - Banno; 1974: Matsui - Nishizawa, Obata - Banno - Mori, Powell - Powell; 1975: Saxena - Nehru, Wilshire - Jackson; 1976: Mysen, Saxena; 1977: Fujii, Mori, Wells; 1978: Danckwerth - Newton, Engi, Finnerty - Boyd, Herzberg; 1980: Henry - Medaris, Hervig - Smith, Takahashi, Sack; 1981: Sachtleben - Seck, Stosch; 1982: Hervig - Smith, Kretz, Lindsley - Andersen; 1983: Lindsley.

Termodynamické studie posledních let se vyznačují strážlivým přístupem k otázce termobarometrie. Při počátečním optimismu z výsledků experimentálních kalibrací řada geologických pracovníků aplikovala termobarometrii univariantských rovnovážných systémů mnohdy bezohledně na přírodní komplikované systémy. Avšak stále se zvyšující počet fundovaných prací experimentálních i teoretických studií termodynamických se již neobejde bez zpětné kontroly výsledků s procesy, probíhajícími v přírodních podmínkách a korelovatelných s terénním geologickým výzkumem. V současné době mohou teploty a tlaky ekvibrace být vypočteny za předpokladu správného výběru dobře kalibrovaného vhodného systému v rozumných mezích, neodporujících přírodním poměrům. Samotné principy jednotlivých metod, které jsou založeny na různých předpokladech, však zůstávají stále základním problémem. Mnoho nejasností je již v modelech, vycházejících např. z distribuce prvků do poloh krystalových mřížek minerálů, rozpustnosti určitých prvků v daných systémech, hodnot aktivit pevných fází, tepelných kapacit a entropie složek, účastnících se výměnných reakcí apod. Všechny potíže, ze kterých vychází modelové řešení geotermometrie, se nutně promítají i při jejich aplikaci do přírodních systémů.

Při stanovení tlaků je situace ještě obtížnější, zejména proto, že jejich výpočet je většinou založen na spolehlivém stanovení teploty. Každá chyba ve stanovení teploty se tedy automaticky přenáší i do chyby ve výpočtu tlaku. Stanovení ztěžuje i fakt, že teplotní závislosti použitelných parametrů jsou zpravidla výraznější než závislosti tlakové.

Na studovaných vzorcích jsme vyzkoušeli tyto způsoby stanovení teplot a tlaků ekvibrace: Wood - Banno (1973), Mercier (1976), Mysen (1976), Mori (1977), Wells (1977), Sack (1980), Sachtleben - Seck (1981) a Kretz (1982).

Mysenův termometr, založený na distribuci Al^{VI} a Cr mezi koexistující pyroxeny, který má širokou aplikovatelnost vzhledem k malé entalpii a entropii výměnné reakce, vykázal výsledky s tak velkým rozptylem, že je nebylo možno věrohodně interpretovat. Jeho spolehlivější využití by vyžadovalo přesnější metodiku stanovení obsahu chrómu, než jakou poskytují výsledky mikrosondy. Sack (1980) používá termometr, založený na distribuci Mg a Fe mezi koexistujícím ortopyroxenem a olivínem. Tento termometr je však v oblasti teplot nad 1000 °C, do nichž spadají studované vzorky, málo citlivý. Výsledky podle ostatních autorů jsou uvedeny v tabulce 15.

Tabulka 15

Hodnoty teplot T [°C] a tlaku P [GPa] ekvibrace severomoravských lherzolitových nodulů vypočtené z chemismu jejich minerálních fází

lokalita	A		B		C	D	E	F	G
	T	P	T	P	T	T	T	T	T
1A	1150	2,85	1115	2,26	1089	989	1169	1266	1153
1B	1153	3,20	1125	1,82	1170	1088	1292	1196	1144
1C	1046	2,02	1118	2,21	1096	996	1177	1210	1034
2	1154	2,67	1148	2,23	1165	1090	1300	1059	1055
3	1120	2,72	1068	1,97	1080	978	1151	1306	1133
4	1028	1,37	1115	2,13	1113	1024	1219	1158	1007
5	1072	2,62	1123	2,68	1078	977	1153	1251	1060
6	1228	3,39	1106	2,22	1095	998	1182	1189	1238
7	1105	2,30	1101	2,67	1099	1005	1193	1448	1097
8	1040	2,59	1030	2,02	1008	908	1057	—	1020
\bar{x}	1110	2,67	1105	2,22	1099	1005	1189	1231	1094
σ	63,8	0,61	33,3	0,28	45,7	53,5	70,4	107,6	72,7

Hodnoty A–E vypočteny M. Riedrem (metodou podle M. Riedra 1983), hodnoty F a G vypočteny podle originální literatury

A — J.-C. C. Mercier (1976, opx), B — J.-C. C. Mercier (1976, cpx), C — B. J. Wood - S. Banno (1973), D — P. R. A. Wells (1977), E — T. Mori (1977), F — R. Kretz (1982), G — T. Sachtleben - H. A. Seck (1981)

Vypočtené hodnoty teplot ekvibrace jsou s výjimkou hodnot ve sloupci F již na první pohled vzájemně dobře srovnatelné. Aritmetický průměr z nich odvozený poskytuje teplotu 1100 °C při standardní odchylce $\sigma = 58,5$. Do tohoto výpočtu nebyly zahrnuty hodnoty sloupce F, které jsou výrazně vyšší. Podstatnou roli ve vzniku rozptylu vypočtených hodnot hrají nepochybně nepřesnosti vstupních analytických dat, dále však

také neznalost vlivu reekvilibračních účinků teploty uzavírajícího bazaltoidního magmatu a skutečného rovnovážného stavu koexistujících fází.

Plakové parametry ve sloupcích A a B dávají průměrnou hodnotu 2,45 GPa. Geobarometrické metody podle Finnertyho a Boyda (1978) nebo Vokurky a Povondry (1983) by poskytly hodnoty přibližně poloviční. Současné tendence však ukazují, že při výpočtech hodnot tlaků dochází většinou k jejich podhodnocení.

Zjištěné hodnoty teplot ekvibrace ukazují, že lherzolity severomoravských bazaltoidů jsou vysokoteplotní a jsou ekvivalentní typu 1 podle Secka (1984), který pro tento typ, charakterizovaný slabou deformací a nepřítomností amfibolu a slídků, uvádí jako typickou teplotu ekvibrace v rozmezí 1050 až 1250 °C.

Shrnutí výsledků

Alkalické bazaltoidy, které jsou po celém světě hlavními horninami, uzavírajícími nodule spinelových lherzolitů a s nimi příbuzných dalších ultramafitů, se v Československu vyskytují ve třech oblastech: severočeské, severomoravské a jihoslovenské. Nodule spinelových lherzolitů jsou přítomny ve všech třech československých oblastech, tedy i v oblasti severomoravské, kde však údaje o nich byly zatím zcela nedostačné. Jejich existence prakticky není v povědomí geologické veřejnosti a nestala se zatím předmětem odborného zájmu.

Ve skutečnosti je však v této oblasti jen málo lokalit, kde zatím ještě nebyly nodule nalezeny. Většinou je však jejich množství, s výjimkou lokality Zálesí u Javorníka, malé a místy jejich hledání vyžaduje trpělivost, takže z celkového počtu více než 30 výskytů se vhodných ke studiu ukázalo dvanáct. Maximální zjištěná velikost je 10 cm, běžná kolem 2 cm. Naprostá většina nodulí má z petrografického hlediska povahu čtyřfázového lherzolitu, objevují se však i typy s harzburgitovou a wehrlitovou tendencí, stejně tak jako odrůdy dunitové povahy. Kromě toho byly zjištěny xenokrysty olivínu a ortopyroxenu se složenými koronitovými klinopyroxen-olivínovými lemy.

Převládajícím typem hornin uzavírajících nodule je nefelinický bazanit. Petrografická škála však zahrnuje ještě též olivinické nefelinity, olivinické hauynicko-melilitické nefelinity, olivinické leucitonefelinity na straně jedné a alkalické olivinické bazalty na straně druhé. Chybějí odrůdy bezolivinické a rovněž nejsou zastoupeny odrůdy s fonolitovou tendencí. Stáří vulkanitů sahá od konce oligocénu po začátek pleistocénu s postupným časovým přesouváním vulkanické činnosti od SV k JZ. Průnik vulkanických hmot zemskou kůrou byl dirigován zlomovým systémem

směru SZ—JV s maximem na křížení tohoto systému s antiklinální zónou šternbersko-hornobenešovskou směru SSV—JJZ.

Chemické složení typické lherzolitové nodule z Uhlířského vrchu vykazuje vysoký stupeň chemické příbuznosti se světovým průměrem složení lherzolitových nodulí bazaltoidů. Oproti nim je obohacena o TiO_2 a Al_2O_3 , ochuzena o MnO , NiO , Cr_2O_3 . Proti chondritům i granátickým peridotitům je lherzolit Uhlířského vrchu zřetelně ochuzen v alkalických kovech, částečně v kovech alkalickovápenatých, zároveň je však i ochuzen v řadě prvků siderofilních. Tyto protichůdné skutečnosti nelze vysvětlit představou jednoduché frakcionace primordiálního pláště běžně předpokládaného složení, nýbrž jde nejspíš o projev plášťových inhomogenit. Zastoupení vzácných zemin ve studovaném lherzolitě má v podstatě chondritový charakter a ukazuje na nízký stupeň frakcionačních pochodů, který naopak v případě bazaltoidu, lherzolitovou noduli uzavírajícího, je mimořádně vysoký. Srovnání celkových vlastností bazaltoidu a lherzolitě ukazuje, že obě horniny geneticky příbuzné nejsou.

Pokud jde o složení jednotlivých minerálních fází lherzolitě, mají vysoký stupeň homogenity olivíny a ortopyroxeny, zatímco v klinopyroxenech je rozptyl chemického složení relativně velký. Od spinelu přes olivín a ortopyroxen ke klinopyroxenu se zvyšuje relativní hořečnost minerálů. Obsahy chromu stoupají v pořadí od olivínu přes ortopyroxen ke klinopyroxenu a výrazně kulminují ve spinelu. Část spinelů je zjevně druhotná a vznikla odmíšením. Inhomogenita horniny již v její původní plášťové pozici byla zřejmě jen v podružné míře podmíněna variabilitou složení jejích jednotlivých minerálních fází (z nich v daleko nejvýznamnější míře klinopyroxenu), zato zřejmě významně variabilitou v kvantitativním zastoupení těchto fází.

Na základě termodynamických dat lze lherzolitové nodule, uzavřené v severomoravských bazaltoidech, jednoznačně označit za vysokoteplotní, ekvilibrované zhruba při $1100\text{ }^\circ\text{C}$ a hloubku jejich ekvibrace klást přibližně do 80 km. Tyto údaje jsou v souladu s běžnou a obecně uznávanou představou o původu nodulí ze svrchní části pláště. Jsou-li ultramafické nodule ve třech oblastech ČSSR, v severočeské, severomoravské a jihoslovenské, s dílčí rozrůzněností v podstatě shodné, lze z toho usoudit, že svrchní plášť je v československé části střední Evropy ve zdrojové oblasti nodulí v první aproximaci stejnorodý, v detailu však charakterizovaný inhomogenitami, které jsou hlavně kvantitativní mineralogické povahy.

K tisku doporučil O. Shrbený

Literatura

- Ahrens, L. H. (1968): Origin and distribution of the elements. — Pergamon Press, 1—1178. Oxford.
- Barth, V. (1966a): Zpráva o výzkumu neovulkanitů v okolí Bruntálu v Nížkém Jeseníku. — Zpr. geol. Výzk. v Roce 1964, 169—170. Praha.
- (1966b): Zpráva o výzkumu neovulkanitů v Nížkém Jeseníku. — Zpr. geol. Výzk. v Roce 1965, 191—192. Praha.
- (1970a): Uhlířský vrch v Nížkém Jeseníku. Dějiny výzkumu a nové geologicko-vulkanologické poznatky. — Sbor. Prací Univ. Palackého (Olomouc), 29, 5—56. Praha.
- (1970b): Nové poznatky o petrografickém složení čedičových vulkanitů centrální části Nížkého Jeseníku. — Zlatohorský Zprav., 3, 35—36. Zlaté Hory.
- (1971): Příspěvek k vulkanologii Velkého Roudného v Nížkém Jeseníku. — Acta Univ. Palack., 38, 5—20. Olomouc.
- (1974): Die Basaltvulkane in der Umgebung von Roudno im Nížký Jeseník-Gebirge. — Sbor. Prací Přírodověd. Fak. Univ. Palackého v Olomouci, 46, 5—18. Praha.
- (1976): Exkurze na čedičové sopky v Nížkém Jeseníku. — Přír. Vědy Šk., 27, 3, 94—96. Praha.
- (1977): Čedičové vulkány střední části Nížkého Jeseníku. — Čas. Mineral. Geol., 22, 279—291. Praha
- Barth, V. - Zapletal, J. (1970): Závěrečná zpráva o výzkumném úkolu: Geologické mapování a výzkum na listech Bruntál a Horní Benešov v letech 1964—1969. MS Geofond. Praha.
- (1978): Geologie rázovského pyroklastického komplexu v Nížkém Jeseníku. — Sbor. geol. Věd, Geol., 32, 97—129. Praha.
- Barth, V. - Kočandrla, J. (1979): Čedičové výskyty u Břidličné, Staré Libavé a Křišťanovic v Nížkém Jeseníku. — Acta Univ. Palack., Geogr. - Geol., 18, 23—56. Olomouc.
- Białowolska, A. (1976): Distribution of some main and subordinate metals in the minerals of lherzolite nodules in basaltoids from the environs of Łądek (Sudets). — Bull. Acad. pol. Sci., 24, 107—116. Warszawa.
- Blander, M. (1972): Thermodynamic properties of orthopyroxenes and clinopyroxenes based on the ideal two-site model. — Geochim. Cosmochim. Acta, 36, 787—799. Oxford.
- Boyd, F. R. (1973): A pyroxene geotherm. — Geochim. Cosmochim. Acta 37, 2533—2546. Oxford.
- Burkart, E. (1953): Moravské nerosty a jejich literatura. — Nakl. Čs. akad. věd. Praha.
- Danckwerth, P. A. - Newton, R. C. (1978): Experimental determination of the spinel peridotite to garnet peridotite reaction in the system $MgO-Al_2O_3-SiO_2$ in the range 900—1100 °C and isopleths of enstatite in the spinel field. — Contr. Mineral. Petrology, 66, 189—201. Berlin, Heidelberg, New York.
- Eliáš, M. (1962): Čedičové formace Nížkého Jeseníku. In: Z. Roth et al.: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000 M-33-XXIV Olomouc, 153—160. — Nakl. Čs. akad. věd. Praha.
- Engi, M. (1978): Mg-Fe exchange equilibria among Al-Cr spinel, olivine, orthopyroxene and cordierite. — Ph. D. Thesis, 6256, Eidgenössische Technische Hochschule. Zürich.
- Farsky, F. (1976): Mineralogische Notizen, 1. Mineralien aus den Kosakower Basaltkugeln. — Verh. K.-Kön. geol. Reichsanst., 205—208. Wien.

- Fediuk, F. (1968): Additional notes on the basaltic volcanics and their ultrabasic nodules at Smrčí in the Železný Brod area. — Přírodověd. fak. Karl. univ., 1—12. Praha.
- (1973): Uzavřeniny v čedičových horninách podmoklicko-smrčských lávových proudů. — Úst. geol. věd Karl. univ. Praha.
- (1981): Ultramafické pecky v bazaltoidech. In: J. H. Bernard et al.: Mineralogie Československa, 63—69. — Academia. Praha.
- Fediuková, E. (1965): Ultrabasic xenoliths in the granulite at Klef near Český Krumlov. — Acta Univ. Carol., Geol., 3, 189—202. Praha.
- Finnerty, A. A. - Boyd, F. R. (1978): Pressure-dependent solubility of calcium in forsterite coexisting with diopside and enstatite. — Carnegie Inst. Washington Year Book 77, 713—717. Washington.
- Forbes, R. B. - Kuno, H. (1967): Peridotite inclusions and basaltic host rocks. In: Wyllie, P. J.: Ultramafic and related rocks. — J. Wiley, 328—337. New York, London, Sydney.
- Frejková, L. (1952): Příspěvek k poznání moravskoslezských sopek Nízkého Jeseníku. — Přírodověd. Sbor. ostrav. Kraje, 315—334. Opava.
- Frey, F. A. - Green, D. H. (1974): The mineralogy, geochemistry and origin of lherzolite inclusions in Victorian basanites. — Geochim. Cosmochim. Acta, 38, 1023—1059. Oxford.
- Frey, F. A. - Haskin, M. A. - Poetz, J. A. - Haskin, L. A. (1968): Rare earth abundances in some basic rocks. — J. geophys. Res., 73, 6085—6098. Washington.
- Fujii, T. (1977): Fe-Mg partitioning between olivine and spinel. — Carnegie Inst. Washington Year Book 76, 563—569. Washington.
- Green, D. H. - Ringwood, A. E. (1967): The stability fields of aluminous pyroxene peridotite and garnet peridotite and their relevance in Upper mantle structure. — Earth planet. Sci. Lett. 3, 151—160. Amsterdam.
- Gruntorád, J. - Lhotská, Z. (1973): Geofyzikální výzkum neovulkanitů v Nízkém Jeseníku. In: Geofyzikální výzkum. — Skripta. Univ. Karl., 56—74. Praha.
- Henry, D. J. - Medaris, L. G. Jr. (1980): Applications of pyroxene and olivine-spinel geothermometers to spinel peridotites in Southwestern Oregon. — Amer. J. Sci., 280 A, 211—231. New Haven.
- Hervig, R. L. - Smith, J. V. (1980): Sodium thermometer for pyroxenes in garnet and spinel lherzolites. — J. Geol. 88, 337—342. Chicago.
- (1982): Temperature-dependent distribution of Cr between olivine and pyroxenes in lherzolite xenoliths. — Contr. Mineral. Petrology, 81, 1984—1989. Berlin, New York.
- Herzberg, C. T. (1978): Pyroxene geothermometry and geobarometry: experimental and thermodynamic evaluation of some subsolidus phase relations involving pyroxenes in the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂. — Geochim. Cosmochim. Acta, 42, 945—957. Oxford.
- Hovorka, D. (1978): The West-Carpathians Mesozoic and Cenozoic basalts. — Geol. Zbor. Geologica Carpath. 29, 1, 77—89. Bratislava.
- Hovorka, D. - Fejdi, P. (1980): Spinel peridotite xenoliths in the West Carpathian late Cenozoic alkali basalts and their tectonic significance. — Bull. Volcanol., 43/1, 95—106. Napoli.
- Irvine, T. N. (1967): Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part 2: petrologic applications. — Canad. J. Earth Sci., 4, 71—103. Ottawa.
- Irvine, T. N. - Baragar, R. A. (1970): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. — Canad. J. Earth Sci., 8, 523. Ottawa.

- Klvaňa, J. (1893): Beiträge zur Petrographie mährisch-schlesischer Basalte. — Verh. Naturforsch. Ver. Brünn, 32, 3. Brno.
- Knotek, Z. (1962): Geologická stavba nízkohesenických sopek I. Ublířský vrch. — Přírodověd. Čas. slez., 23, 61—72. Opava.
- Kopecký, L. (1975). Relationship of olivine nodulae in young volcanics of the rift tectonics of the Bohemian Massif, Czechoslovakia. — Trav. Lab. Sci. Terre, 11, 92—93. Marseille.
- Kozłowska-Koch, M. (1976): Petrography of ultrabasic nodules in basaltoides from environs of Łądek (Sudeten). — Bull. Acad. pol. Sci., Sér. Sci. Terre, 67—76. Warszawa.
- Kretz, R. (1982): Transfer and exchange equilibria in a portion of the quadrilateral as deduced from natural and experimental data. — Geochim. Cosmochim. Acta, 46, 411—421. Oxford.
- Kruťa, F. (1973): Slezské nerosty a jejich literatura. — Morav. Muz., 1—414. Brno.
- Le Maitre, R. W. (1984): A proposal by the IUGS Subcommittee on the systematics of igneous rocks for a chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica (TAS) diagram. — Aust. J. Earth Sci., 31, 243—255. Carlton.
- Lindsley, D. H. (1983): Pyroxene thermometry. — Amer. Mineralogist 68, 477—493. Washington.
- Lindsley, D. H. - Andersen, D. J. (1982): A two-pyroxene thermometer. — Proc. 13th Lunar Planet. Sci. Conf. (submitted).
- (1983): A two pyroxene thermometer. — J. Geophys. Res., 88, A 887—A 906. Washington.
- Lutc, B. G. (1975): Chimičeskij sostav kontinental'noj kory i verchnej mantii Zemli. — Izdat. Nauka. 1—167. Moskva.
- Maaløe, S. - Aoki, K. (1977): The major element composition of the upper mantle estimated from the composition of Iherzolites. — Contr. Mineral. Petrology 63, 161—173. Berlin, Heidelberg, New York.
- Macoun, J. et al. (1979): Vysvětlivky k základní geologické mapě 1 : 25 000 15-324 Opava. — MS Ústř. úst. geol. Praha.
- Matsui, Y. - Nishizawa, O. (1974): Iron-magnesium exchange equilibrium between olivine and orthopyroxene over a temperature range 800—1300 °C. — Bull. Soc. franç. Minéral. Cristallogr., 97, 122—130. Paris.
- Mercier, J.-C. C. (1976): Single-pyroxene geothermometry and geobarometry. — Amer. Mineralogist, 61, 603—615. Washington.
- Mísař, Z. (1956): Historický přehled geologických výzkumů v Nížkém Jeseníku od r. 1822 do přítomné doby. — Slez. stud. Úst. Zpr. Opava.
- Mísař, Z. - Jelínek, E. (1981): Uzavřeniny peridotitů, pyroxenitů, eklogitů, a opálů v leptynitech moldanubika na lokalitě Bory (jihozápadní Morava). — Věst. Ústř. Úst. geol., 56, 13—20. Praha.
- Mori, T. (1977): Geothermometry of spinel Iherzolites. — Contr. Mineral. Petrology, 59, 261—279. Berlin, Heidelberg, New York.
- Mysen, B. O. (1976): Experimental determination of some geochemical parameters relating to conditions of equilibration of peridotite in the upper mantle. — Amer. Mineralogist, 61, 677—683. Washington.
- Obata, M. - Banno, S. - Mori, T. (1974): The iron-magnesium partitioning between naturally occurring coexisting olivine and Ca-rich clinopyroxene: an application of the simple mixture model to olivine solid solution. — Bull. Soc. franç. Minéral. Cristallogr., 97, 101—107. Paris.
- Pacák, O. (1928): Čediče Jeseníku a přilehlých území. — Věst. Král. Čes. Společ. Nauk, Tř. math.-přírodověd., 1—172. Praha.

- Philpotts, J. A. - Schnetzler, C. C. - Thomas, H. H. (1972): Petrogenetic implications of some new geochemical data on eclogitic and ultrabasic inclusions. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, 36, 1131—1166. Oxford.
- Powell, M. - Powell, R. (1974): Clinopyroxene geothermometer. — *Contr. Mineral. Petrology*, 48, 292—293. Berlin, Heidelberg, New York.
- Prokop, F. (1952): Soupis lomů ČSR č. 48, list Javorník (3858). — *Přirodověd. nakl. Praha*.
- Rieder, M. (1983): PYROUX — počítačový program k výpočtu teploty a tlaků krystalizace z chemického složení pyroxenů. — *Acta Univ. Carol., Geol.*, 4, 289—296. Praha.
- Ringwood, A. E. (1979): Origin of the Earth and Moon. — Springer-Verlag, 1—295. New York, Heidelberg, Berlin.
- Rost, F. (1966): Über ultrabasische Einschlüsse in metamorphen Gesteinen des südlichen Moldanubikums. — *Krystalinikum*, 4, 127—162. Praha.
- Sack, R. O. (1980): Some constraints on the thermodynamical mixing properties of Fe-Mg orthopyroxenes and olivines. — *Contr. Mineral. Petrology*, 71, 257—269. Berlin, Heidelberg, New York.
- Sachtleben, T. - Seck, H. A. (1981): Chemical control of Al-solubility in orthopyroxene and its implications on pyroxene geothermometry. — *Contr. Mineral. Petrology*, 78, 157—165. Berlin, Heidelberg, New York.
- Saxena, S. K. (1976): Two-pyroxene geothermometer: a model with an approximate solution. — *Amer. Mineralogist*, 61, 643—653. Washington.
- Saxena, S. K. - Nehru, C. E. (1975): Enstatite-diopside solvus and geothermometry. — *Contr. Mineral. Petrology*, 49, 259—267. Berlin, Heidelberg, New York.
- Seck, H. A. (1984): Mantle diapirism beneath Cenozoic volcanic fields of Western Germany: evidence from the Temperature history of sheared mantle xenoliths. — Abstracts IV, sect. 08, 09, 27th Int. geol. Congr. Moscow, 442—443. Moscow.
- Schilling, J. G. - Winchester, J. W. (1969): Rare-earth contribution to the origin of Hawaiian lavas. — *Contr. Mineral. Petrology*, 23, 27—37. Berlin, Heidelberg, New York.
- Schovánek, P. (1971): Olivín v hlubinných vyvřelinách. — *MS Ústř. úst. geol. Praha*.
- Speidel, D. H. - Osborn, E. F. (1967): Element distribution among coexisting phases in the system MgO-FeO-Fe₂O₃-SiO₂ as a function of temperature and oxygen fugacity. — *Amer. Mineralogist*, 52, 1139—1152. Washington.
- Stosch, H. G. (1981): Sc, Cr, Co and Ni partitioning between minerals from spinel peridotite xenoliths. — *Contr. Mineral. Petrology*, 78, 166—174. Berlin, Heidelberg, New York.
- Takahashi, E. (1980): Thermal history of lherzolite xenoliths. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44, 1643—1658. Oxford.
- Trippke, P. (1878): Beiträge zur Kenntnis der schlesischen Basalte und ihrer Mineralien. — *Z. Dtsch. geol. Gesell.*, 30, 145—209. Berlin.
- Vilminot, J. C. (1965): Les enclaves de peridotite et de pyroxenolite à spinelle dans le basalte du Rocher du Lion. — *Bull. Soc. franc. Minéral. Cristallogr.*, 88, 109—118. Paris.
- Virgo, D. - Hafner, S. (1969): Fe²⁺-Mg order-disorder in heated orthopyroxene. — *Mineral. Soc. Am. Spec. Pap.*, 2, 67—82. Washington.
- (1972): Temperature dependent Mg-Fe distribution in a lunar olivine. — *Earth planet. Sci. Lett.*, 14, 305—312. Amsterdam.
- Vokurka, K. - Povondra, P. (1983): Geothermometry and geobarometry of

- Iherzolite nodules from Kozákov, NE Bohemia, Czechoslovakia. — *Acta Univ. Carol., Geol.*, 4, 261—272. Praha.
- Wedepohl, K. H. (1975): The contribution of chemical data to assumptions about the origin of magmas from the mantle. — *Fortschr. Mineral.*, 52, 141—172. Stuttgart.
- Wells, P. R. A. (1977): Pyroxene thermometry in simple and complex systems. — *Contr. Mineral. Petrology*, 62, 129—139. Berlin, Heidelberg, New York.
- Wilshire, H. G. - Jackson, E. D. (1975): Problems in determining mantle geotherms from pyroxene composition of ultramafic rocks. — *J. Geol.*, 83, 313—329. Chicago.
- Wood, B. J. - Banno, S. (1973): Garnet-orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. — *Contr. Mineral. Petrology*, 42: 109—124. Berlin, Heidelberg, New York.
- Wyllie, P. J. (1967): Mafic and ultramafic nodules. In: Wyllie, P. J.: *Ultramafic and related rocks*. — J. Wiley, 327—349. New York, London, Sydney.

Během tisku této práce vyšly dvě publikace, mající k ní bezprostřední vztah:

- Fediuk, F. - Fediuková, E. (1985): Postmezozoické alkalické vulkanity severní Moravy. — *Acta Univ. Carol., Geol., Neužil Vol.*, 4, 355—382. Praha.
- Nixon, H. (edit.) (1987): *Mantle xenoliths*. — J. Willey and sons. Chichester, New York, Brisbane.

V první z nich jsou bližší údaje o bazaltoidech, obsahující námi popisované ultramafické nodule, ve druhé, v kapitole o xenolitech středoevropské oblasti, citují P. Jakeš a K. Vokurka výsledky zprávy E. Fediukové a F. Fediuka (1985): *Moravskoslezské bazaltoidy a jejich ultramafické nodule*. — MS Geofond. Praha.

Ultramafic nodules in basalts from northern Moravia, Czechoslovakia

(Summary of the Czech text)

Ferry Fediuk - Eva Fediuková

Received February 12, 1988

Postmesozoic basalt rocks of alkaline series occur in three regions of Czechoslovakia: in north Bohemia, north Moravia and south Slovakia. The occurrence of ultramafic nodules in the above rocks has been known from north Bohemian and south Slovakian regions whereas in north Moravia the nodules have not been reported so far. However, recent investigation has shown that in majority of north Moravian basalts the nodules could be currently found though their size and quantity were significantly smaller compared to those of the renown localities in Bohemia. They are most frequently found in the locality Zálesí in Rychlebské hory Mountains near the border with Poland but they occur also in the majority of forty localities scattered over the area of about 500 km². The common size of the nodules attains 2 cm the maximum measured size being 10 cm. Majority of them has an elliptic shape, however, some of the nodules correspond petrographically to the four-phase lherzolite but types with harzburgite and wehrnite tendency as well as varieties of dunite type have also been found. Besides that the olivine and orthopyroxene xenocrysts with complex coronite clinopyroxene-olivine rims have been established.

The prevailing type of the rock enclosing the nodules is nepheline basanite. The petrographic scale includes moreover olivine nephelinites, olivine hauynite-melilite nephelinites, olivine leucite-nephelinites on one, and alkalic olivine basalts on the other hand. Olivine-free varieties as well as varieties with phonolite tendency are missing. The age of volcanites ranges from the end of the Oligocene to the beginning of the Pleistocene with gradual time displacement of the volcanic activity from NE to SW. Penetration of the volcanic matter through the Earth's crust was controlled by fault system of NW—SE direction with a maximum situated on the junction of this system with the Šternberk — Horní Beňešov anticlinal zone of the NNE—SSW direction.

Chemical composition of a typical lherzolite nodule of Uhlířský vrch hill is very similar to that of the world average lherzolite nodules from basaltoid rocks but it is enriched in TiO_2 and depleted in MnO , NiO , Cr_2O_3 . In comparison to chondrites and garnet peridotites, lherzolite of Uhlířský vrch hill is significantly poorer in alkaline metals, partially also poorer in alkaline earths and in a number of siderophile elements as well. These antagonistic facts cannot be explained by an idea of a simple fractionation of the primordial mantle of commonly presumed composition. They reflect most probably mantle inhomogeneities. The representation of rare earths in the studied lherzolite is in principle of chondrite character and indicates a low degree of fractionation processes in contrast to the basaltoid rock carrying the nodules where it is exceptionally high. Comparison of general properties of basaltoid rock and lherzolite indicates that there is no genetic relationship between the two rocks.

Composition of individual mineral phases of lherzolite exhibits a high degree of homogeneity in olivines and orthopyroxenes while in clinopyroxenes the scatter of chemical composition is relatively high. The relative Mg-content in minerals increases from spinel over olivine and orthopyroxene up to clinopyroxene. Contents of chromium increase successively from olivine over orthopyroxene up to clinopyroxene culminating in spinel. Some of the spinels are apparently secondary and originated by exsolution. The inhomogeneity of the rock was probably only secondarily conditioned by the variable composition of its individual mineral phases (out of them most significantly by clinopyroxene) already in its original mantle position, but it was significantly conditioned by the variability in the quantitative representation of these phases.

On the basis of thermodynamic data, lherzolite nodules enclosed in north Moravian basaltoids may be unambiguously designated high-temperature, equilibrated at about 1100°C at the depth of approximately 80 km. These data are in agreement with the commonly accepted idea of the origin of the nodules from the upper mantle. As the ultramafic nodules from the three regions of the CSSR (north Bohemia, north Moravia and south Slovakia) are, with partial differentiation, basically identical, we may presume that in the Czechoslovak part of central Europe the upper mantle situated in the nodule source region is in the first approximation homogeneous, under detailed examination it is characterized by inhomogeneities of mainly quantitative mineralogical character.

Přeložila T. Hlavatá

Explanation of tables

Table 1. Mean chemical composition of north Moravian basaltsoids.

a — average of 16 published and four archival analyses (for quotations see the text) recalculated to 100 % without volatile components; *b* — standard deviation σ ; *c* — recalculation of column *a* values by adjustments of iron oxidation degree using the method after T. N. Irvin - R. A. Baragar (1971); *d* — C.I.P.W. standard calculated from the values of the column *c*.

Table 2. List of studied samples of lherzolite nodules of north Moravian basaltsoids.

Table 3. Chemical composition of four-phase spinel peridotite of Uhlířský vrch hill (*A*) compared with average mantle peridotite after K. H. Wedepohl (1975) (*B* — original mass fraction of atoms in ppm recalculated to mass % of oxides and to 100 %, with an average composition of the mantle under the continents after B. G. Lutz (1975) (*C*), with a mean of 384 spinel lherzolites representing an average composition of the topmost upper mantle after S. Maaløe — K. Aoki (1977) (*D*) and with an average of 20 analyses of spinel peridotites forming xenoliths in the alkaline basalt of Rocher du Lion after Vilminot (1965) (*E*). Analyst of the A column — J. Adam (1976). Bulk density = 3.348. + all iron as FeO.

Table 4. Contents of minor elements of the Uhlířský vrch hill rocks (all values in ppm, analyst V. Moučka, 1984); *A* — lherzolite nodules, *B* — olivine nephelinite.

Table 5. Analyses of olivines of lherzolite nodules from north Moravian basaltsoids.

Table 6. Analyses of orthopyroxenes of lherzolite nodules from north Moravian basaltsoids.

Table 7. Analyses of clinopyroxenes of lherzolite nodules from north Moravian basaltsoids. Numbering of individual analyses identical with the numbering of localities given in Table 2.

Table 8. Analyses of spinels of lherzolite nodules from north Moravian basaltsoids; 2a, b — Uhlířský vrch hill.

Table 9. Analyses of five olivines of the sample Zálesí 1A (a,b,c,d,e), their arithmetic mean and the arithmetic mean of analyses of three samples from the same locality — Zálesí 1A,B,C.

Table 10. Analyses of five orthopyroxenes of the sample Zálesí 1A (a,b,c,d,e), their arithmetic mean and the arithmetic mean of three samples from the same locality — Zálesí 1A,B,C.

Table 11. Analyses of five clinopyroxenes of the sample Zálesí 1A (a,b,c,d,e), their arithmetic mean and the arithmetic mean of three samples from the same locality — Zálesí 1A,B,C.

Table 12. Mean values of mineral analyses of the sample Zálesí 1A, recalculated to 100 %; *a*) arithmetic mean, *b*) standard deviation, *c*) population variance, *d*) 100 MgO : MgO+FeO, *e*) 100 FeO : MgO+FeO, *f*) 100 MgO : MgO+FeO+CaO, *g*) 100 FeO : MgO+FeO+CaO, *h*) 100 CaO : MgO+FeO+CaO.

Table 13. Mean values of mineral analyses of three different samples from the locality Zálesí 1A,B,C, recalculated to 100 %; *a*) arithmetic mean, *b*) standard deviation, *c*) population variance, *d*) 100 MgO : MgO+FeO, *e*) 100 FeO : MgO+FeO, *f*) 100 MgO : MgO+FeO+CaO, *g*) 100 FeO : MgO+FeO+CaO, *h*) 100 CaO : MgO+FeO+CaO.

Table 14. Mean values of 14 analyses of olivines, 10 analyses of orthopyroxenes and 10 analyses of clinopyroxenes from all the studied localities recalculated to 100 %; *a*) arithmetic mean, *b*) standard deviation, *c*) population variance, *d*) 100

MgO : MgO + FeO, e) 100 FeO : MgO + FeO, j) 100 MgO : MgO + FeO + CaO,
 g) 100 FeO : MgO + FeO + CaO, h) 100 CaO : MgO + FeO + CaO.

Table 15. Values of temperature T (in °C) and pressure P (in GPa) of equilibration of north Moravian lherzolite nodules calculated from the chemical composition of their mineral phases. Values A—E calculated by M. Rieder (using the method of M. Rieder 1983), values F, G calculated according to the original literature. Numbering of samples identical with that in the list of Table 2.

Explanation of figures

1. Schematic map of the CSSR with indicated basaltoids containing lherzolite nodules, 1 — north Bohemian region, 2 — north Moravian region, 3 — south Slovakian region.
2. Geological sketch-map of north Moravia and Upper Silesia with numbered localities of ultramafic nodules sampled for this study: 1 — Zálesí, 2 — Uhlířský vrch hill, 3 — Venušina sopka volcano, 4 — Břidličná, 5 — Volárna, 6 — Malý Roudný, 7 — Velký Roudný, 8 — Křiřtanovice, 9 — Albrechtice, 10 — Štěmplevec, 11 — Kamenná hůrka, 12 — Červený vrch (Zlatá Lípa).
 1 — basaltoids, 2 — Quaternary sediments, 3 — Tertiary and Mesozoic of the Carpathian system, 4 — Carboniferous, 5 — crystalline complexes including the Devonian.
3. Histograms of proportion frequency of main oxides in continental nodules of spinel lherzolites after S. Maaløe - K. Aoki (1977) with indicated corresponding values for lherzolite nodule from Uhlířský vrch hill (triangle).
4. Diagram of $100 \text{ K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) : \text{SiO}_2$ of volcanites from various world occurrences containing lherzolite nodules according to R. B. Forbes - H. Kuno (1967), modified after F. Fediuk (1973).
 Isolines 1—2, 5—5—10—15 %; 1 — average of north Moravian basaltoids (see Table 1), 2 — lherzolite of Uhlířský vrch hill (see Table 3, column A). *Broken line* indicates the field of projection points of north Moravian volcanites according to 20 published and archival chemical analyses.
5. Diagram of rare earth proportion normalized to chondrite contents after F. A. Frey et al. (1968).
 ON N.J. — olivine nephelinite of the Nížký Jeseník mountains (Uhlířský vrch hill); ON Hw — olivine nephelinite Hawaii (after J. G. Schilling - J. W. Winchester 1969); LHZ N.J. — lherzolite nodules of the Nížký Jeseník Mountains (Uhlířský vrch hill); LHZ A — trend of lherzolite nodules of the type A i.e. enriched in light earths; LHZ B — trend of lherzolite nodules of the type B devoid of light earth; both trends after J. A. Philpotts et al. (1972) and F. A. Frey - D. H. Green (1974).
6. Projection points of analyzed coexisting olivines, orthopyroxenes and clinopyroxenes expressed by the ratio of the components Fo : Fa, En : Fs and Wo : En : Fs.
7. Scatter of Mg-content — $100 \text{ Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ in four coexisting mineral phases of north Moravian lherzolite nodules with indicated mean values (*broken line*).

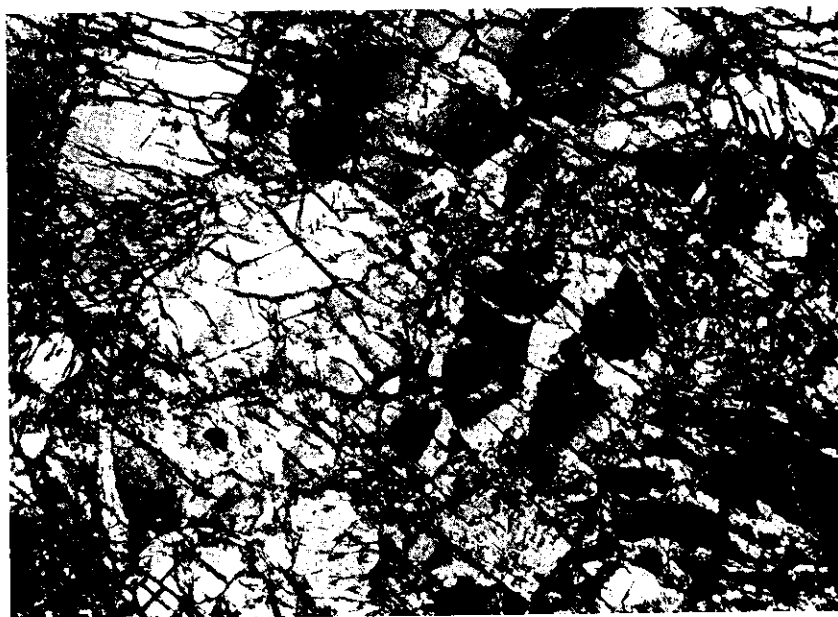
Explanation of plates

Pl. I

1. Lherzolite nodules of nepheline basanite of the top part of Velký Roudný hill. X24, X nicols.

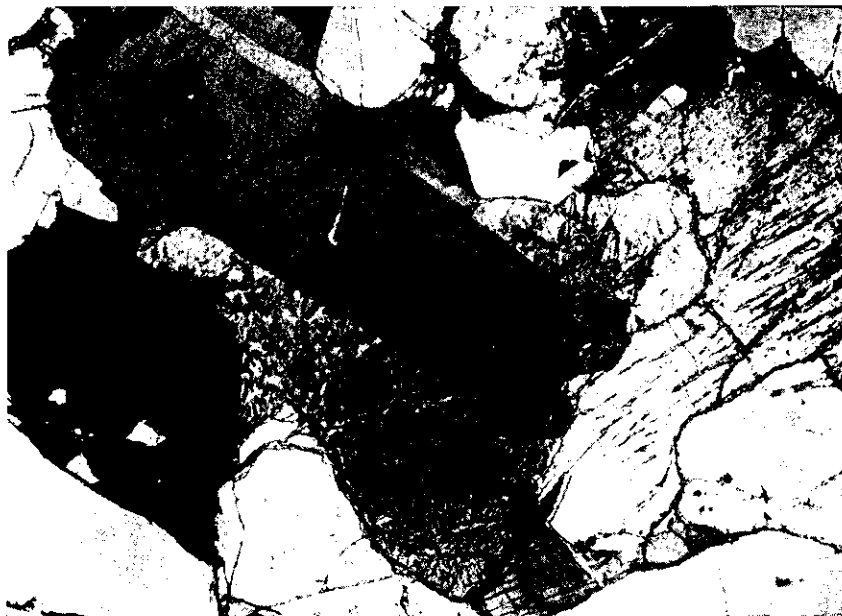


1. Lherzolitová nodule z nefelinického bazanitu vrcholové části Velkého Roudného. Zvětšeno 24X, X nikoly



2. Tlakově postižený lherzolit z olivinického nefelinitu lokality Zálesí u Javorníka. Zvětšeno 24X, X nikoly

Foto J. Šindelářová

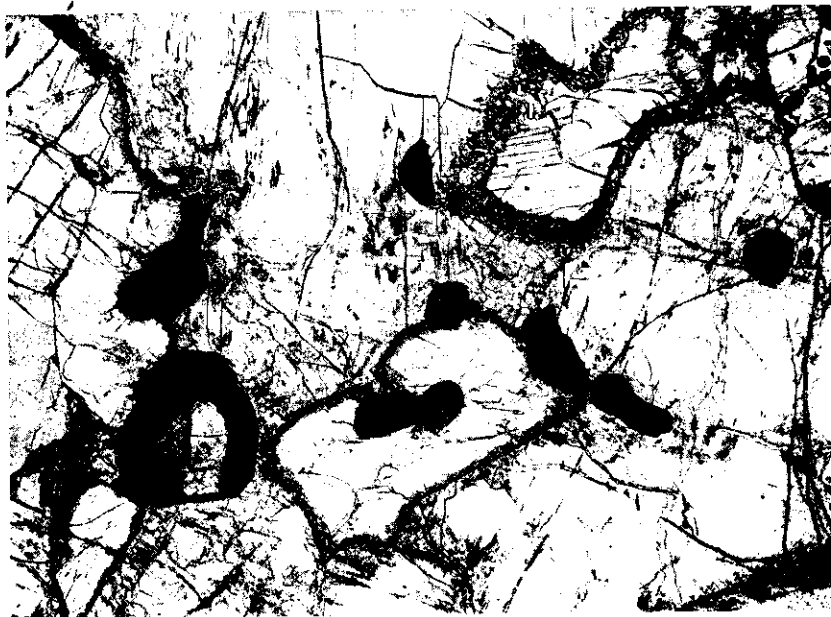


1. Lherzolitová nodule z nefelinického bazanitu Venušiny sopky s tlakově lamelovaným olivínem. Zvětšeno 24X, X nikoly

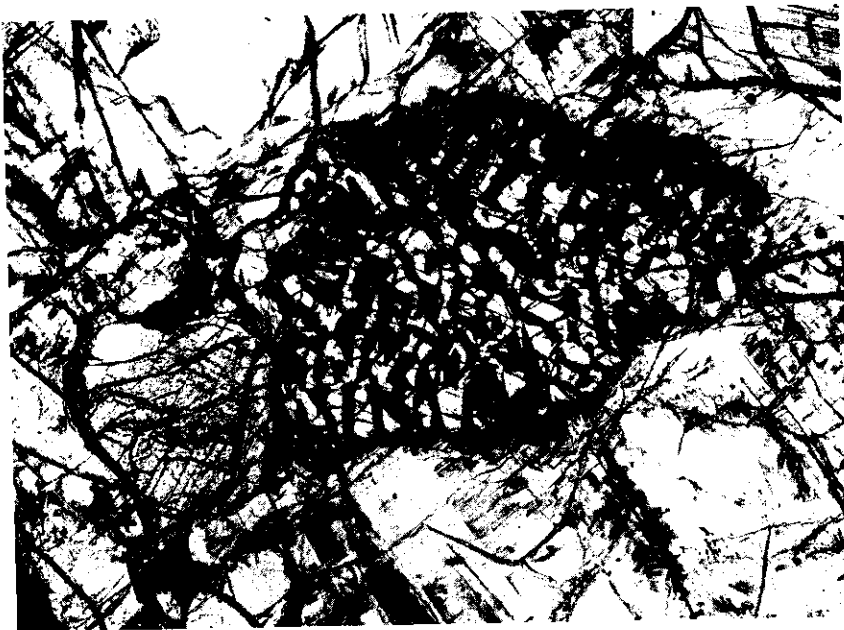


2. Zdvojitěný ortopyroxen z lherzolitové nodule v olivinickém nefelinitu lokality Záhoří u Javorníka. Jsou patrné odmišžené lamely a zaoblená inkluze olivínu. Zvětšeno 24X, X nikoly

Foto J. Šindelářová

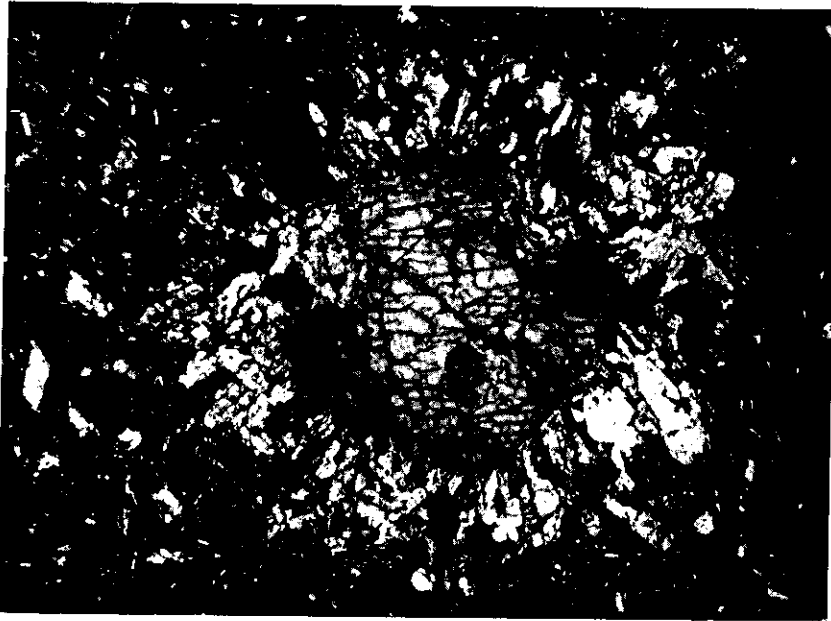


1. Zrnitý spinel z hercynitové nodule olivinického nefelinitu Uhlířského vrchu, kráterová facie. Zvětšeno 24X, bez analyzátoru

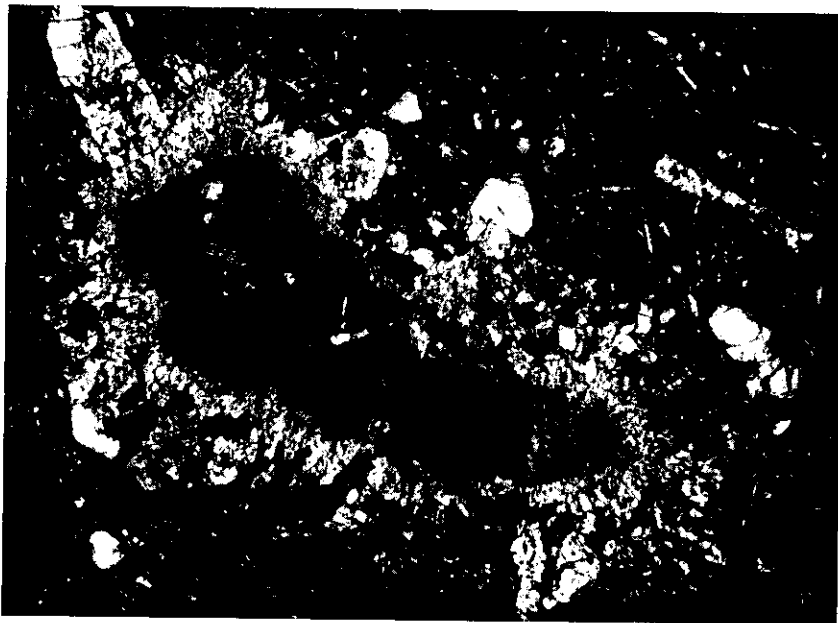


2. „Vermikulitický“ spinel z hercynitové nodule olivinického nefelinitu Uhlířského vrchu, kráterová facie. Zvětšeno 24X, bez analyzátoru

Foto J. Šindelářová



1. Ortopyroxenový xenokryst s koronitovým lemem složeným na vnitřní straně z klinopyroxenu, na vnější z olivínu. Nefelinický bazanit, Břidličná jz. od Bruntálu. Zvětšeno 78X. Zkřížené nikoly



2. Jiné zrno ortopyroxenu s koronitovou obrubou v nefelinickém bazanitu z Břidličné. Zvětšeno 78X. Zkřížené nikoly

Foto M. Fišera

2. Pressure-affected lherzolite of olivine nephelinite from the locality Zálesí near Javorník. X24, X nicols.

Pl. II

1. Lherzolite nodules of nepheline basanite from Venušina sopka volcano containing olivine with deformation lamellae. X 24, X nicols.
2. Twinned orthopyroxene of lherzolite nodule in olivine nephelinite from the locality Záhoví near Javorník. Note the exsolution lamellae and a rounded inclusion of olivine. X 24, X nicols.

Pl. III

1. Granular spinel from lherzolite nodule of olivine nephelinite from Uhlířský vrch hill, crater facies. X24, without analyzer.
2. "Vermiculite" spinel from lherzolite nodule of olivine nephelinite from Uhlířský vrch hill, crater facies, X24, without analyzer.

All photos by J. Šindelářová

Pl. IV

1. Orthopyroxene xenocryst with a corona rim consisting of clinopyroxene on its inner side and olivine on its outer side. Nepheline basanite, Břidličná SSW of Bruntál. X78, X nicols.
2. Another orthopyroxene grain with a corona rim in nepheline basanite from Břidličná. X78, X nicols.

Photos by M. Fišera

Ультрамафические желваки в базальтоидах северной Моравии

Ультрамафические желваки известны из щелочных базальтоидов северочешской и южнословацкой областей. В подобных вулканических породах северной Моравии они, в основном, оставались пока незамеченными. Хотя их количество и величина выразительно отстают от самых известных их местонахождений в Чехии, можно их обнаружить в большинстве здешних базальтов, местонахождения которых рассеяны по области площадью около 500 км². Совершенно преобладающим петрографическим типом желваков являются четырехфазные лерцолиты с ассоциацией оливина, ортопироксена, клинопироксена и шпинели. Кроме того встречаются тоже ортопироксеновые ксенолиты и их скопления. Состав оливина соответствует форстериту, близкому к хризолиту, а клинопироксена — диопсиду до эндиопсида, содержащему в среднем 1,5% Cr₂O₃. Ортопироксен определен как энстатит до бронзита, из шпинелидов преобладает обыкновенная шпиндель, содержащая хром. Химический состав отдельных фаз желваков показывает максимальную амплитуду изменчивости в области клинопироксенов, тогда как изменчивость состава оливинов, ортопироксенов и шпинелидов невелика. Отношения содержаний минералов в желваках, а также их гранулометрический состав, колеблются в значительном диапазоне. Расчеты условий равновесия желваков по температуре и давлению предоставили величины около 1100 °C и 2,5 ГПа.

Přeložil A. Kříž